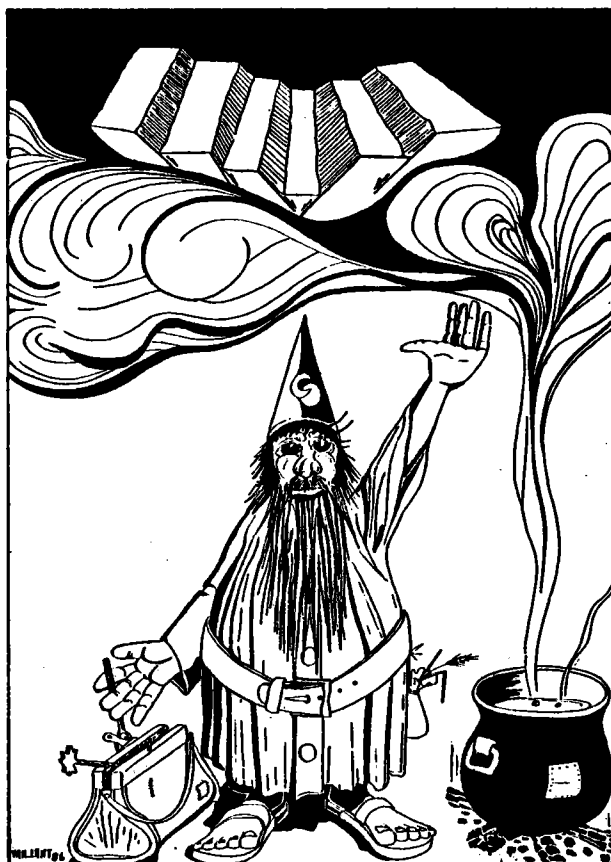


THÈSE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Pascal GENTE

**ETUDE MORPHOSTRUCTURALE COMPARATIVE
DE DORSALES OCEANIQUES
A TAUX D'EXPANSION VARIÉS**

- Schéma d'évolution morphologique de l'axe des dorsales -
- Liaison avec l'hydrothermalisme -



BREST 1987

Groupe de Formation doctorale : GEOSCIENCES : GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DES OCEANS.

Unité de recherche : "GIS Océanologie et Géodynamique", Brest
Unité Associée au C.N.R.S., réf. GS 410012

Organismes ayant financé la recherche :

GIS "Océanologie et Géodynamique"
IFREMER
PIROCEAN

Directeur de thèse (Article 15, arrêté du 05/07/84) : M. J.M. AUZENDE
Equipe de recherche : Géosciences Marines, IFREMER
Tuteur : M. J.M. Auzende
Organismes concernés : IFREMER, U.B.O., C.N.R.S.

Rapporteurs désignés par le Président de l'U.B.O. (Article 15, arrêté du 05/07/84)
Avis du Conseil Scientifique en date du 27 juin 1984.
MM. P. CHOUKROUNE
T. JUTEAU

Président du Jury : (Article 15, arrêté du 05/07/85) : Monsieur René BLANCHET, Professeur à l'
Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Jury : (Article 15, arrêté du 05/07/85)

MM. Jean-Marie AUZENDE, Géologue du Département "Géosciences Marines" de l'Institut Français pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), centre de Brest ;
René BLANCHET, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale (U.B.O.), Brest ;
Henri BOUGAULT, Géochimiste du Département "Géosciences Marines" de l'Institut Français pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), Centre de Brest ;
Pierre CHOUKROUNE, Professeur à l'Université de Rennes, Rennes ;
José HONNOREZ, Professeur à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, Strasbourg.
Thierry JUTEAU, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale (U.B.O.), Brest.

Date de soutenance : Le 6 FEVRIER 1987.

Appel bibliographique du présent volume : GENTE, P. (1987)
ETUDE MORPHOSTRUCTURALE COMPARATIVE DE DORSALES OCEANIQUES A TAUX D'EXPANSION VARIES. SCHEMA D'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE L'AXE DES DORSALES ; LIAISON AVEC L'HYDROTHERMALISME.
Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, n°, 371 p., 1 pl. hors-texte, 1987.

Le Responsable du Groupe de Formation Doctorale,
René BLANCHET

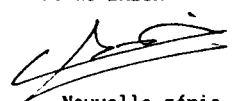


L'Administrateur Provisoire de la Faculté des Sciences et Techniques,

A. MORAP



Le Président de l'Université de Bretagne Occidentale,
Claude BABIN



Rien n'est écrit.... rien
qu'on ne doive réécrire une
autre fois.

Hugo Pratt "Les Ethiopiques"

REMERCIEMENTS

Au terme de ce mémoire, je tiens à exprimer ma plus vive reconnaissance à tous ceux qui, de près ou de loin, y ont contribué, et sans l'aide desquels ce travail n'aurait pu voir le jour et aboutir.

R. BLANCHET, après avoir suivi une partie de ma formation universitaire et suscité mon engouement pour la géologie structurale, m'a accueilli dans son Laboratoire en troisième cycle. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

J.M. AUZENDE m'a proposé ce sujet de recherche et a su me faire profiter de son expérience, de ses connaissances et de la façon d'aborder les problèmes. Je le remercie très vivement pour sa patience souvent mise à l'épreuve au cours de ces trois années, pour tout le temps qu'il m'a consacré en discussions, corrections et résolutions de problèmes divers liés à mon travail, et pour mon embarquement sur le Leg 3 de SEAPSO.

H. BOUGAULT est l'initiateur de ce sujet et m'a permis d'accéder au grand nombre de données indispensables à l'élaboration de cette étude. Je lui suis très reconnaissant de l'intérêt constant qu'il a porté à mes travaux, du soutien dont il a fait preuve au cours des trois années et de mon embarquement sur la mission HYDROFAST qui donne une suite à mon travail. Merci pour tout.

Au cours de ces trois années, j'ai bénéficié d'une aide et d'un soutien constant de la part de D. BIDEAU et Y. FOUQUET. Ils ont su me conseiller et m'encourager dans les moments les plus difficiles, malgré mon caractère. Je les remercie pour le temps qu'ils m'ont consacré et pour leur apport considérable à cette étude. Qu'ils trouvent ici l'assurance de mon amitié.

Je remercie également K. CRANE, P. CHOUKROUNE, R. HEKINIAN et V. RENARD pour m'avoir permis d'accéder aux résultats de campagnes récentes, dont certains encore non publiés. Merci pour leur accueil et leurs conseils.

Je remercie sincèrement les membres du Jury : J.M. AUZENDE, R. BLANCHET, H. BOUGAULT, P. CHOUKROUNE, J. HONNOREZ et T. JUTEAU qui m'ont fait l'honneur de juger ce mémoire.

Merci également à tous les chefs de missions : J.M. AUZENDE, H. BOUGAULT, P. CHOUKROUNE, D. DESBRUYERES, P.J. FOX, J. FRANCHETEAU, R. HEKINIAN, H.D. NEEDHAM, V. RENARD et B. SICHLER dont j'ai utilisé les données et qui ont ainsi rendu possible la réalisation de cette étude.

Je remercie tous ceux du COB, de l'UBO ou de l'extérieur, P. BEUZART, J.L. CHARLOU, B. COLLETTE, J.P. EISSEN, P. GUENNOG, Y. LAGABRIELLE, A. LAPOUILLE, J.L. OLIVET, A. SCHAAF, J.J. TIERCELIN, C. TISSEAU et B. VENDEVILLE, et tout particulièrement K. CRANE, V. RENARD, D. GIBERT, L. GELI et B. SICHLER. Ils ont su me faire profiter de leur expérience, et de leurs connaissances par leur critiques à mes nombreuses questions.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance aux personnes qui m'ont apporté leur aide et leurs conseils : M. VOISSET et J.P. LE FORMAL sur le plan informatique ; J.P. MAZE pour la mise au propre de nombreux dessins, ainsi que M. FEREC et D. CARRE ; J. QUENTEL, M. MORVAN et N. UCHARD pour la frappe de nombreux papiers divers et variés ; et tout particulièrement S. MONTI pour ses conseils avisés et son aide précieuse pour la réalisation de ce travail. La frappe du manuscrit a été assurée par J. ROLET. Je la remercie pour sa patience et sa gentillesse.

Je tiens à ne pas oublier G. RIOU et son équipe au BNDO qui m'a toujours assisté rapidement pour tous mes besoins au rejeu, ainsi que G. VINCENT et M. FEVRIER, de la photothèque, pour les planches photographiques.

Merci à tous mes amis du COB ou de l'UBO qui m'ont accompagné pendant ces trois années : PASCAL, CHANTAL, YVES, ANNETTE, DARIO, GILBERT et NATHALIE, et plus particulièrement BRUNO et MARIE-FRANCOISE sans qui une partie de ce travail n'aurait pu être possible, ainsi qu'à tous mes amis brestois ou lointains.

Enfin, tout ce travail n'aurait pu être réalisé sans le soutien constant de mes parents et je tiens à exprimer ici toute ma reconnaissance à ANNIE à qui il revient une grande partie de ce travail. Je leur dédie à tous trois ce mémoire.

Ce travail a bénéficié d'un soutien financier de l'IFREMER, du GIS Océanologie et Géodynamique, du PIROCEAN et d'une allocation DGRST sur les trois années.

Merci à tous.

S O M M A I R E

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE PREMIER - Les dorsales océaniques : caractères morphologiques généraux et modèles sur l'origine de la morphologie axiale.	9
CHAPITRE SECOND - Les dorsales à taux d'expansion rapide (9 cm/an) : l'exemple de la dorsale Est-Pacifique de la zone de fracture Rivera (19°N) à 22°S.	51
CHAPITRE TROISIEME - Les dorsales à taux d'expansion intermédiaire (5 à 9 cm/an) : les exemples de la dorsale active du bassin Nord-Fidjien, la dorsale active des Galapagos, la dorsale Est-Pacifique au Nord de la fracture Rivera, le système des dorsales Gorda, Juan de Fuca et Explorer.	167
CHAPITRE QUATRIEME - Les dorsales à taux d'expansion lent (1 à 5 cm/an) : les exemples de la dorsale médio-Atlantique Nord, la dorsale du Golfe de Tadjoura et Mer Rouge, la dorsale de Reykjanes.	223
CHAPITRE CINQUIEME - Synthèse des caractères morphologiques, structuraux et géophysiques des dorsales océaniques, schéma d'évolution du domaine axial. Discussion, conclusion.	315
BIBLIOGRAPHIE	350
ANNEXES	373
TABLE DES MATIERES	

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Tout bouge. La terre apparaît comme une entité vivante depuis la formulation de la théorie de la Tectonique des plaques au cours des années soixante, théorie pourtant déjà largement anticipée dès le début du siècle sous le nom de "dérive des continents". Les mouvements s'expriment en terme de divergence, convergence ou glissement de plaques, se traduisant par un ensemble de processus volcano-tectoniques à leurs frontières qui rendent compte des structures océaniques et continentales majeures (dorsales, fosses, zones de fracture, ceintures orogéniques). Les dorsales océaniques représentent le type même des limites de plaques divergentes où se situe l'accrétion.

Le principe de fonctionnement de ces zones d'accrétion n'est pas encore bien compris dans le détail, et en particulier les phénomènes volcaniques, tectoniques et hydrothermaux qui y sont liés. Les seules variations morpho-tectoniques le long de l'axe d'une dorsale océanique, ou d'un océan à l'autre, sont l'objet de controverses quant à leur origine. C'est sur ce problème que va porter essentiellement cette étude.

INTERET DE L'ETUDE

Après des études menées à partir de la surface des océans (levés bathymétriques, magnétiques, gravimétriques...), le développement de techniques nouvelles (sonars latéraux, engins remorqués, submersibles habités...) a permis l'exploration en détail du plancher océanique. C'est ainsi qu'au début des années soixante-dix, le projet FAMOUS (French American Mid-Ocean Undersea Survey), qui consistait à explorer à l'échel-

le du terrain une partie du rift médio-atlantique au Sud des Açores; a pris naissance. Cette opération démontra entre autres que le plancher de la vallée axiale, bordé par des murs abrupts, est constitué de coulées basaltiques figées sous la forme de "coussins", mises en place le long de reliefs volcaniques, côniques, allongés dans l'axe de la dorsale (Arcyana, 1975, 1977 ; Ballard *et al.*, 1975). Après cette étude d'une partie de la dorsale à taux d'expansion lent (2 cm/an), l'intérêt s'est porté sur l'exploration des dorsales à taux d'expansion plus rapide (6 cm/an puis 10 à 18 cm/an). L'étude détaillée de la dorsale des Galapagos (6 cm/an) révéla l'existence de petits monts sédimentaires, situés à environ 25 km de l'axe d'accrétion (Lonsdale, 1977 b), et constitués de couches de sédiments métallifères d'origine hydrothermale (Williams *et al.*, 1974 ; Sclater *et al.*, 1974). Puis en 1977, lors d'une plongée de l'ALVIN, l'activité hydrothermale à l'axe d'une dorsale était observée, caractérisée par une eau moirée dont la température atteignait 23°C (Crane, 1978 ; Corliss *et al.*, 1979). L'hydrothermalisme actif sur le plancher océanique avait déjà été supposé bien auparavant par l'étude des sédiments métallifères (Bostrom et Peterson, 1966, 1969). Une année après la découverte des Galapagos, la découverte de sulfures massifs sur la dorsale Est-Pacifique à 21°N (Francheteau *et al.*, 1978, 1979 ; Hékinian *et al.*, 1980) et l'évidence directe, dans la même zone, de sorties de fluides hautes températures (350°C) (Crane et Normark, 1977) observées en 1979 (Mac Donald *et al.*, 1980 ; Spiess *et al.*, 1980) ont suscité un grand intérêt pour ces éventuels gisements sous-marins. De nombreuses campagnes suivirent, tant dans le Pacifique (dorsale Est-Pacifique à 13°N, 20°S, dorsale Juan de Fuca) que dans l'Atlantique ou la Mer Rouge. Ce sont les données de certaines de ces campagnes qui ont été utilisées pour l'élaboration de ce travail. L'étude morphologique et structurale qui suit a pu être menée tout d'abord par la reconnaissance générale de systèmes d'accrétion dans leur contexte géodynamique (dorsale Est-Pacifique, Atlantique, Golfe de Tadjoura et Bassin Nord-Fidjien). Puis des levés bathymétriques serrés, des images de sonar latéral et des plongées en submersible dans ces différents secteurs ont approfondi la connaissance que l'on pouvait en avoir. Ces techniques d'investigation permettent une étude poussée de la morpholo-

gie, de la structure et des relations possibles entre le volcanisme et l'hydrothermalisme. Une comparaison peut ainsi être menée, tout d'abord sur différents points d'un même système d'accrétion, enfin sur les différents systèmes entre eux, présentant tous des caractéristiques différentes (morphologie, taux d'expansion), et se situant dans des contextes géodynamiques variés.

Cet ensemble de données permet de proposer des contraintes morphologiques et structurales précises pour l'élaboration d'un modèle sur la circulation hydrothermale et l'accrétion océanique, qui demande une approche pluridisciplinaire.

METHODE D'ETUDE

L'approche est guidée par les différents moyens d'investigation disponibles mis en oeuvre lors des campagnes. Ces moyens permettent d'observer les dorsales océaniques depuis l'échelle océanique jusqu'à celle de l'affleurement. En effet, les reconnaissances générales (campagnes VEMA, MAPCO, SEARISE, SEAPSO) (tableau 1) se font lors de grands profils bathymétriques (sondeur multifaisceaux Seabeam), magnétiques, gravimétriques et sismiques (sismique réflexion, sondeur à sédiments 3,5 kHz). Ces grands profils permettent de comprendre l'organisation générale du système étudié, et de localiser précisément les cibles qui pourront faire l'objet d'une étude détaillée. Au cours des mêmes campagnes (SEARISE, SEAPSO) ou lors des campagnes postérieures dans les mêmes zones (CLIPPERTON, GEOMETEP III, PRECYAD, campagne du Lamont), des levés bathymétriques de "boîtes" sont effectués avec une couverture de 50 à 100 %. Ces levés sont souvent complétés par d'autres techniques (dragages, photographies du fond, carottages, imagerie sonar, prélèvements dans la colonne d'eau) qui permettent de mieux cerner les phénomènes issus de la tectonique, du volcanisme, de la sédimentation et de l'hydrothermalisme. Ces études permettent la mise en évidence des différents processus depuis l'échelle régionale jusqu'à celle de la centaine de mètres. La dernière approche, celle du submersible (campagnes CYATHERM, CYARISE et

CYADEN) fournit des observations à l'échelle de l'affleurement et permet ainsi de faire une géologie comparable à celle de terrain au fond des océans.

Toutes ces différentes techniques sont limitées en mer principalement par les problèmes de positionnement. D'autre part, des limites sont à donner aux images obtenues (SEABEAM, sonar latéral) qui dépendent du traitement qui suit l'acquisition de ces données. Ces deux aspects seront traités dans le chapitre "Méthodologie" où les diverses techniques employées lors de ce travail seront examinées et commentées.

SUPPORT DE DONNEES

Les campagnes ayant servi de support de données à ce travail sont répertoriées ci-dessous (tableau 1) :

Année	Nom de la campagne	Localisation	Chef de mission	Sea Beam	Sea Mark	Submersible	Magnétisme	Gravimétrie	Sismique	Organisme
1977	Vema	Atlantique Nord	H.D. Needham	x			x	x		IFREMER
1979	Mapco	"	H. Bougault	x			x			"
1980	Searise	Pacifique Nord et Sud	J. Francheteau	x						"
1981	Clipperton	Pacifique Nord	R. Hékinian	x						"
1982	Geocyatherm	"	"			x				"
"	Biocyatherm	"	D. Desbruyères			x				"
1983	Geometep III	"	H. Bäcker	x						PREUSSAG
"	Precyad	Golfe de Tadjoura	B. Sichler	x						IFREMER
1984	Geocyarise Leg 1	Pacifique Sud	V. Renard			x				"
"	Leg 2	Pacifique Nord	H. Bougault			x				"
"	Leg 3	"	R. Hékinian			x				"
"	Biocyarise	"	D. Desbruyères			x				"
"	Cyaden	Golfe de Tadjoura	P. Choukroune			x				Université de Rennes
"		Pacifique Nord	P.J. Fox	x	x					
1985	Seapso Leg 3	Bassin Nord-Fidjien	J.M. Auzende	x			x	x	x	IFREMER ORSTOM

A cet ensemble, viennent s'ajouter trois transits des campagnes NIXO 40, 41, 43, dans le Pacifique Nord. Les différentes méthodes d'approche sont résumées dans le tableau 1, et correspondent uniquement aux données qui furent utilisées dans ce travail.

PRESENTATION DU TRAVAIL

Après un historique rapide des travaux effectués sur les dorsales et des conclusions générales qui en ont découlé avant 1970, une revue des différents modèles, qui essaient de rendre compte de la morphologie observée et d'en expliquer le fonctionnement possible, permet de situer les problèmes subsistant (chapitre I). Le travail est ensuite divisé suivant un classement des différentes dorsales d'après leur taux d'expansion, en prenant comme référence celui proposé par Macdonald (1982) (fig. 1) :

- les dorsales lentes : 1 à 5 cm/an ;
- les dorsales à taux d'expansion intermédiaire : 5 à 9 cm/an ;
- les dorsales rapides : 9 à 18 cm/an.

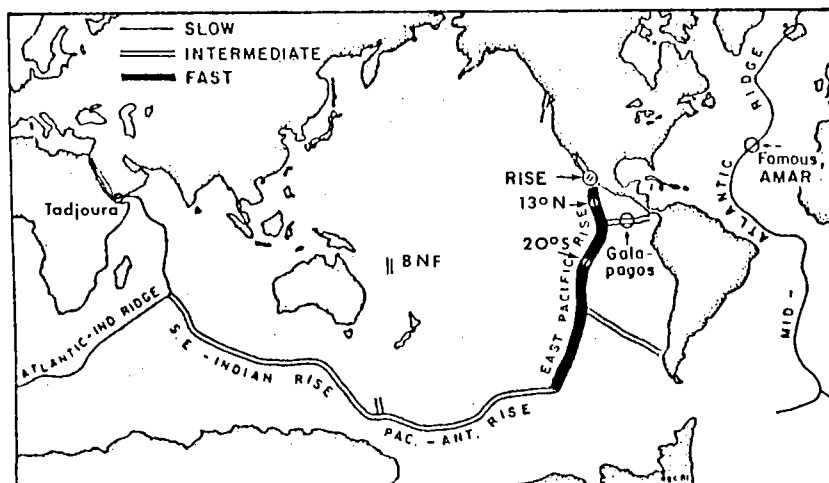


Figure 1 : Schématisation des principaux centres d'accrétion et des zones étudiées en détail. (B.N.F. = Bassin Nord-Fidjien), d'après Mcdonald, 1982.

La dorsale Est-Pacifique présente les données les plus complètes. Les données bathymétriques Seabeam permettent d'étudier les variations de la morphologie transverse à l'axe et le long de la dorsale. Les images du sonar latéral Seamarc I permettent d'observer les variations de l'activité tectonique le long de la dorsale entre 10 et 14°N. Les observations directes par submersible CYANA dans les zones 11°30'N et 13°N nous donnent la possibilité de dresser trois cartes géologiques de l'axe de la dorsale. Deux sites étudiés en détail donnent une répartition la plus précise possible des édifices hydrothermaux et permettent de comprendre les mécanismes de construction du graben central.

Une comparaison avec des données obtenues par submersible dans le Pacifique Sud (17°30'S à 21°S), et l'étude d'une structure particulière correspondant à un relai d'axe d'accrétion permettent de compléter l'image de l'axe d'une dorsale rapide (9 à 18 cm/an). L'ensemble des données conduit à un modèle d'évolution de la morphologie de l'axe de la dorsale (chapitre II).

Les autres secteurs d'études présentent un nombre beaucoup moins important d'observations. Ainsi, les données sur la dorsale du Bassin Nord-Fidjien dans le Sud-Ouest Pacifique, de taux d'expansion intermédiaire (8 cm/an), permettent une approche générale du système d'accrétion (variation de la morphologie) et du contexte dans lequel il se trouve, complétée par une étude détaillée de la morphologie sur deux secteurs de l'axe. En comparant ce système à d'autres dorsales de même taux d'expansion, mais où les données sont plus complètes (21°N dans le Pacifique, Galapagos), un bilan morphologique de l'axe des dorsales à taux d'expansion intermédiaire peut être établi (chapitre III). Deux exemples de dorsales lentes font partie de l'étude : la dorsale médio-atlantique entre 10°N et 35°N, et la dorsale naissante du golfe de Tadjoura (extrémité occidentale du golfe d'Aden). Les données bathymétriques sur l'Atlantique sont complétées par une synthèse bibliographique des zones étudiées par submersible sur cette même dorsale (FAMOUS, TAG). Un regard rapide sur les données de la littérature sur le Sud de la Mer Rouge et les Afars montre les ressemblances avec les systèmes étudiés (chapitre IV).

Le dernier chapitre (chapitre V) sera consacré à la comparaison entre ces différents systèmes d'accrétion en contexte géodynamique varié. Un modèle d'évolution de la morphologie de l'axe des dorsales océaniques sera proposé.

CHAPITRE PREMIER

LES DORSALES OCEANIQUES : CARACTERES MORPHOLOGIQUES
GENERAUX ET MODELES SUR L'ORIGINE DE LA MORPHOLOGIE AXIALE

La reconnaissance des dorsales océaniques, considérées aujourd'hui comme un trait majeur des océans, a commencé à la fin du siècle dernier. La fonction et l'origine de ces reliefs n'ont trouvé une explication que dans les trente dernières années. La cause de leur morphologie de détail est encore aujourd'hui sujette à controverse. Ce chapitre fait le point sur les connaissances acquises avant 1970 en ce qui concerne la morphologie et la structure des dorsales, puis sur les modèles proposés depuis cette époque pour expliquer les détails de leur relief.

A - DECOUVERTE ET INTERPRETATION DES DORSALES OCEANIQUES

I - LES GRANDES STRUCTURES

1 - Reliefs et éruptions sous-marines

Le voyage de circum navigation du "H.M.S. Challenger", à partir de décembre 1872, et celui de la "Gazelle" (1876), ont rapporté des données bathymétriques montrant dans l'Atlantique une grande structure dont les auteurs disaient : "si ses deux rives sont presque rigoureusement parallèles, une crête (la dorsale atlantique), véritable chaîne de montagne, dominant les fonds océaniques d'au moins 2000 mètres, occupe son milieu" (notion de médio-océanique). Dans l'Océan Pacifique, par contre, juste une région peu profonde entre le Chili et Tahiti (la ride Est-Pacifique) avait été remarquée. D'autre part, un

dragage effectué dans le Pacifique Sud, proche de l'île de Pâques, et loin de tout volcan émergé, avait ramené de grands fragments de lave. Ce fait conduisit Murray (1877) à conclure à l'existence d'éruptions sous-marines.

A partir de cette époque, les expéditions préparant la pose de câbles sous-marins, l'exploration du Pacifique par A. Agassiz sur l'"Albatros" pendant une vingtaine d'années, et l'utilisation de l'écho-sondeur allaient multiplier les données bathymétriques dans les océans. En 1925, la première utilisation de l'écho-sondeur sur le "Meteor" montrait que la dorsale Atlantique était formée d'une série de chaînes parallèles séparées par d'assez profonds fossés. A partir de 1935, une série de campagnes de sondages systématiques permet d'établir une carte marine, publiée en 1940, mais présentant tout de même un grand nombre d'erreurs sur les profondeurs.

Ce n'est qu'en 1942 que l'on obtint des tracés continus qui, associés à l'amélioration des systèmes de navigation, permettent à Hess de découvrir sur le "U.S.S. Cape Johnson" l'existence dans le Pacifique central de monts sous-marins qu'il nomme guyots (Hess, 1946).

2 - De grandes fractures

Sonder, en 1939, réalise une carte de l'Atlantique où apparaît une vaste structure transverse qui, dans sa partie centrale, décale les deux crêtes médianes de la dorsale. Bourcart, en 1949, écrivait : "le trajet sinueux de la dorsale Atlantique est brusquement interrompu, au voisinage de l'équateur, par une sorte de décrochement qui semble une fracture, jalonnée par un très profond fossé (7370 m) : la fosse de la Romanche". Dans le début des années cinquante, les chercheurs de la "Scripps Institution of Oceanography", levant des cartes d'anomalies magnétiques dans le Pacifique Est, font apparaître des décalages Est-Ouest de l'alignement Nord-Sud des anomalies (Vacquier, 1962). Menard et Dietz (1952) reconnaissaient en ces zones des accidents topographiques et introduisaient le problème de leur interprétation.

3 - Structure interne

Les mesures géophysiques marines font leur apparition vers 1940. Vening-Meinesz fut à l'origine des mesures de gravité. Des mesures de champ magnétique eurent lieu à plusieurs endroits à l'aide du bateau "Carnegie". Mais ce sont les études sismiques qui permettront de mieux cerner la structure interne sous les dorsales. La terre, reconnue comme étant formée d'un noyau, d'un manteau et d'une croûte, possède une couche appelée asthénosphère, située à une centaine de kilomètres de profondeur. C'est Gutenberg (1926) qui définit cette couche "molle" dans le manteau en étudiant les ondes émises par les séismes. L'asthénosphère correspond au manteau inférieur. La croûte continentale, au-dessus du manteau supérieur, est épaisse de 30 à 40 km et est séparée du manteau par une discontinuité sismique appelée "Moho". Gutenberg montre que sous les océans, l'épaisseur crustale est moindre (de l'ordre de 10 km). Le terme de Moho est étendu à cette discontinuité. Des auteurs, en accord avec ces résultats, remarquèrent que la ride Est-Pacifique semblait présenter une croûte anormale (Menard, 1964). En 1956, Raitt, d'après une étude basée sur la sismique réfraction, montra qu'il existait une zone à faible vitesse sismique sous la dorsale Est-Pacifique, données en accord avec celles trouvées par Ewing et Ewing quelques années plus tard (1959) sous la dorsale médio-atlantique. En effet, les études montrent qu'une vitesse comprise entre 7 et 8 km/s est habituelle sous les rides, c'est une vitesse lente comparée à celle du manteau normal (> 8 km/s).

Dans un autre domaine, Bullard *et al.* (1956) et Von Herzen (1959) montraient les relations géographiques entre flux de chaleur et topographie sur la dorsale Est-Pacifique. Une carte de répartition en est dressée par Ménard en 1960 (fig. 2).

4 - Approche du détail

En 1957 et 1958, la Scripps organise trois campagnes ("Downwind, Dolphin et Doldrems") qui permettent de reconnaître la morphologie et la structure d'ensemble de la ride Est-Pacifique. C'est un vaste bombement de 2 à 3 km de haut sur 2000 à 4000 km de côté, et défini sur 15000 km de long. Dans l'Atlantique Nord, Heezen *et al.* (1959) cartogra-

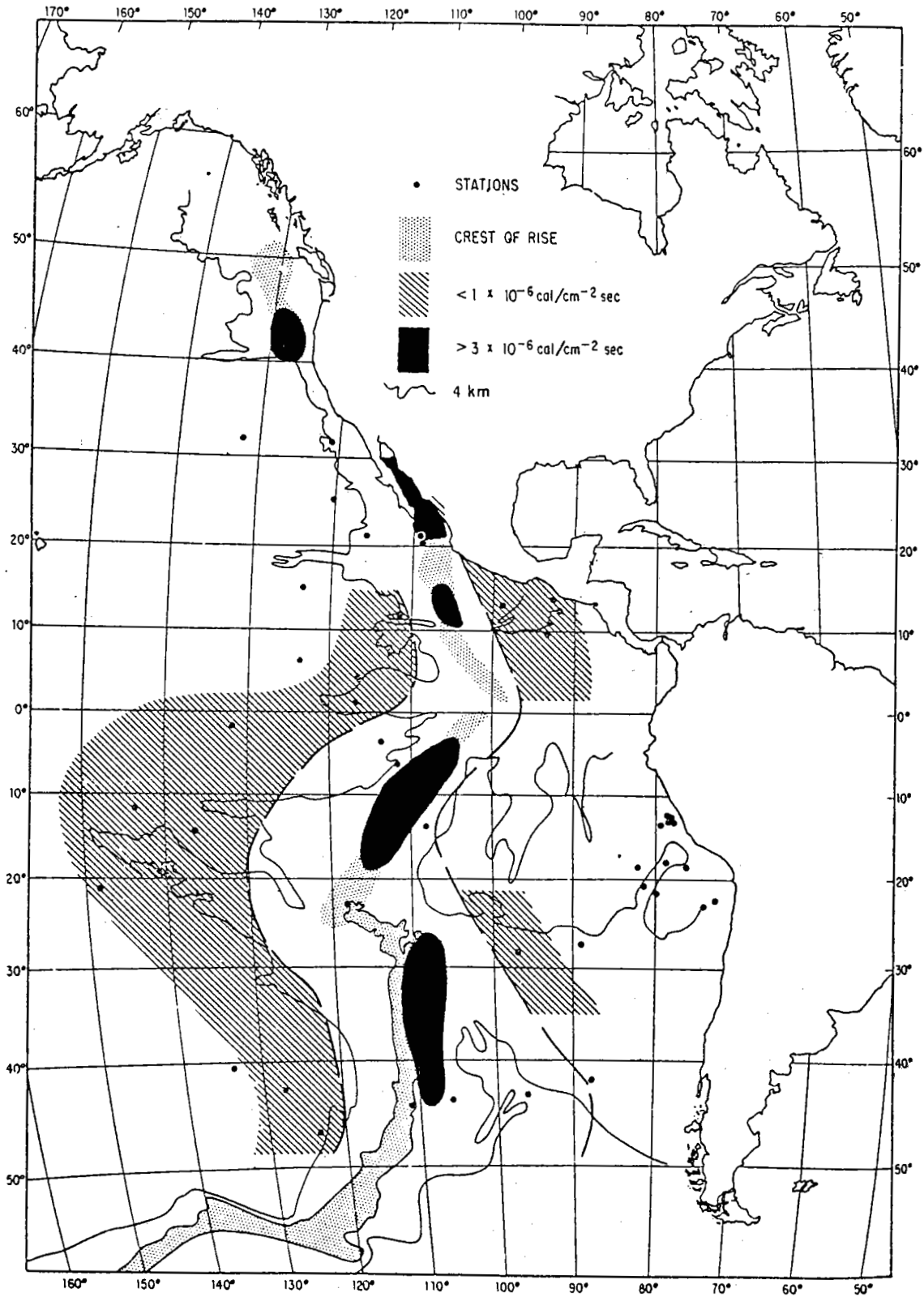


Figure 2 : Carte de répartition du flux de chaleur sur la ride Est-Pacifique d'après Menard 1960 dans Heezen et Ewing 1963. Il est à remarquer que les valeurs les plus élevées se situent sur la dorsale Juan de Fuca, dans le bassin de Guaymas et sur la ride Est-Pacifique à 21°N, autour de 13°N, entre 5° et 20°S et 26° et 43°S. Les cinq premiers sites sont actuellement bien connus pour l'activité hydrothermale.

phient les principales provinces tectoniques et montrent que la ride médio-océanique est morphologiquement comparable au système du rift est-africain. Menard (1958) et Hess (1959) constatent que les rides sont des traits majeurs de l'océan et qu'elles sont continues. A cela sont associées les observations de Peterson et Goldberg (1962) qui voient dans le volcanisme le long de la crête de la ride Est-Pacifique un processus actif.

En 1958, la commission internationale (International Committee of Ocean Bottom features) adoptait ces définitions pour les formes de relief sous-marins (Rouch, 1959) :

Dorsale (Ridge) : une surélévation beaucoup plus allongée que large, avec de fortes pentes et souvent une topographie de détail compliquée.

Massif sous-marin (Rise) : une surélévation du fond des mers de grandes dimensions, avec de faibles pentes.

Escarpement sous-marin (Seascarp) : rupture de pente très forte et linéaire.

Brèche (Gap) : un couloir profond coupant transversalement une dorsale ou un massif sous-marin (zone de fracture actuelle).

II - SYNTHESE DES CARACTERES DES RIDES OCEANIQUES

L'ensemble des données obtenues sur la ride Est-Pacifique et sur la dorsale médio-atlantique permet de constater, au début des années 60, que les différentes rides ont des caractéristiques communes (Menard, 1960, 1964 ; Heezen et Ewing, 1963) :

- 1 - une topographie faillée, avec des failles normales parallèles à la ride (fig. 3) ;
- 2 - un équilibre isostatique à grande longueur d'onde ;
- 3 - un flux de chaleur élevé sous la crête et plus faible sous les flancs (fig. 2) ;
- 4 - un volcanisme actif ;
- 5 - une épaisseur crustale anormale comparée aux bassins océaniques profonds ;
- 6 - une sismicité active au centre, localisée essentiellement aux intersections entre ride et zone de fracture (fig. 4) ;

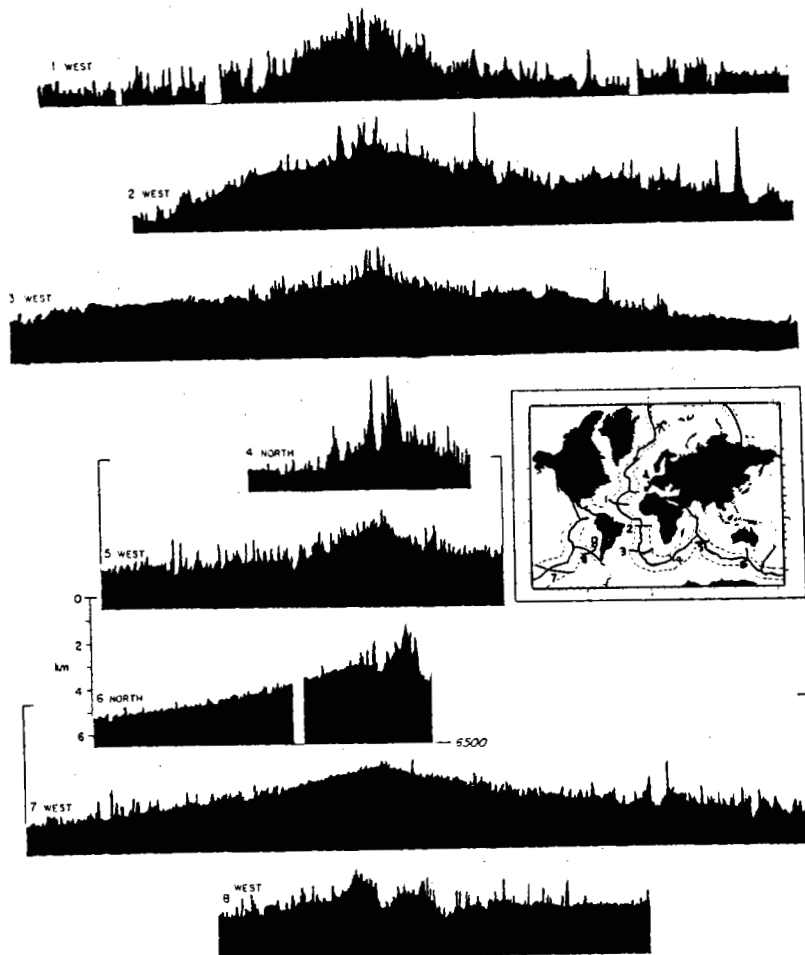
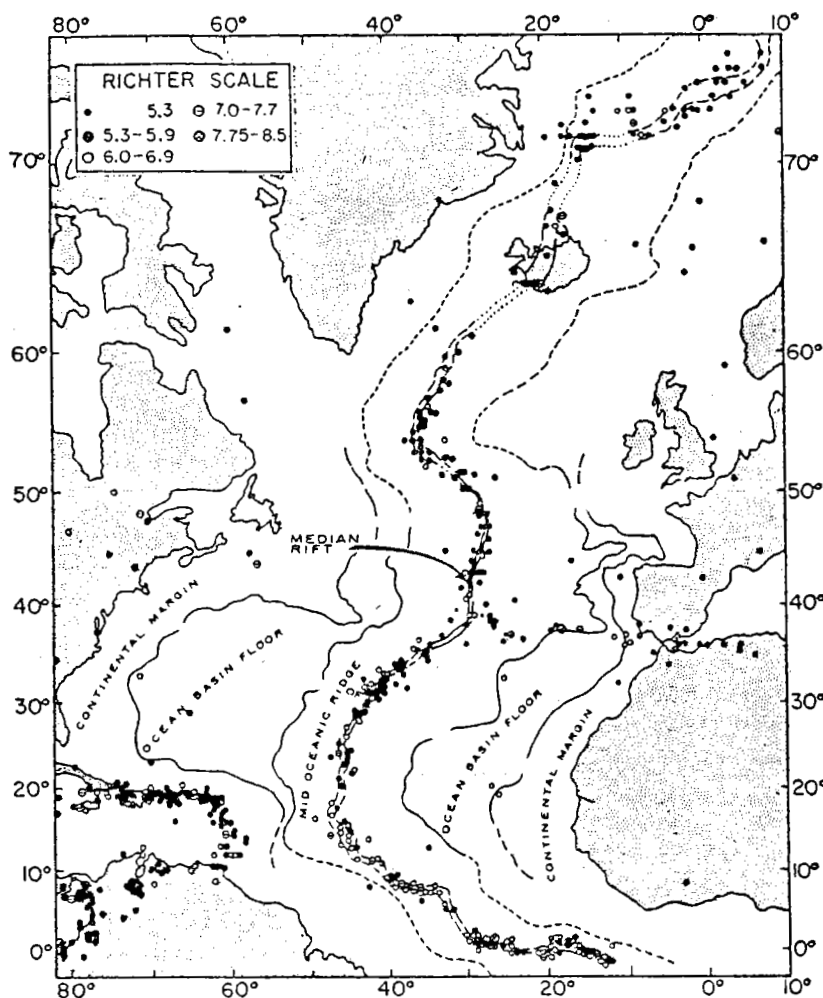


Figure 3 : Profils bathymétriques des dorsales océaniques (E.V. = 100).

- 1 : Atlantique Nord
- 2 et 3 : Atlantique Sud
- 4 et 5 : Océan Indien
- 6 : Dorsale antarctique
- 7 : Dorsale Est-Pacifique
- 8 : Dorsale du Chili

(d'après Heezen et Ewing, 1963).

Figure 4 : Carte de répartition de la sismicité dans l'Atlantique Nord. D'après Heezen et Ewing, 1963.



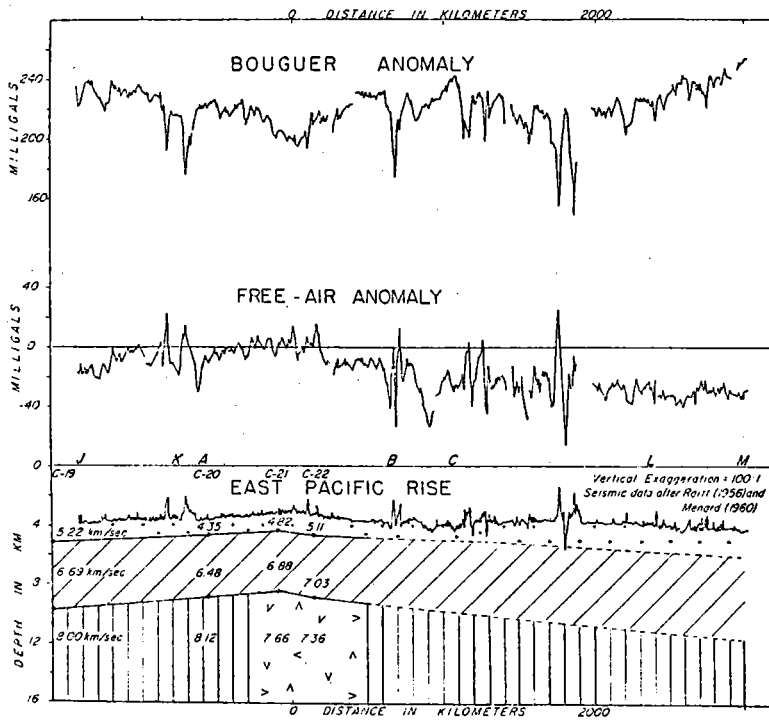
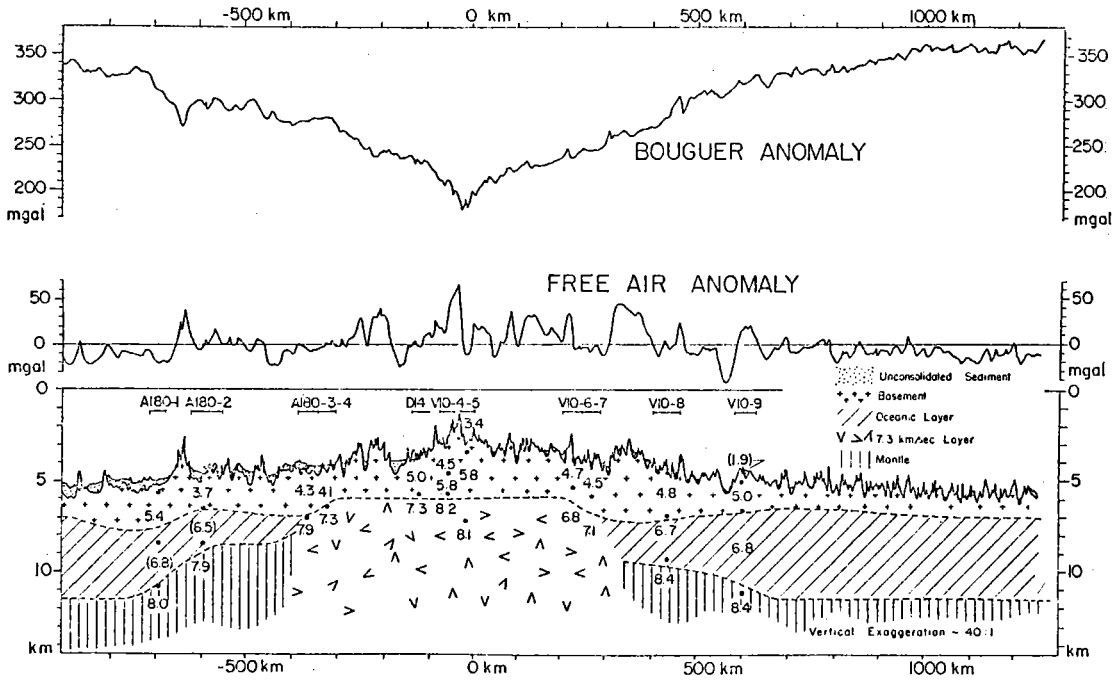


Figure 5 : Anomalies de gravité sur les dorsales médio-Atlantique (a) et Est-Pacifique (b), d'après Talwani et al., 1965.

- 7 - une position médiane dans les bassins océaniques ;
- 8 - une évidence de la subsidence latérale illustrée par les atolls et guyots ;
- 9 - un matériel de faible densité à vitesse sismique variant de 7 à 8 km/s sous les rides (zone de moindre vitesse).

III - QUELQUES HYPOTHESES D'EXPLICATION DES OCEANS ET DES RIDES OCEANIQUES

Les Sciences de la Terre, comme celles de la vie, ont connu leurs théories catastrophiques et évolutionnistes. Si quelques-uns expliquaient les contours des océans par la surrection des continents (SIAL), formés de roches acides issues d'un processus de différenciation de la croûte terrestre (Umbgrove, 1947), d'autres pensaient que la fragmentation de la croûte sialique et l'apparition des grands bassins océaniques résultaient d'impacts de météorites, ou plus probablement d'une collision avec de grands astéroïdes, au début de l'histoire de la terre (Dietz, 1959). Peu à peu les modèles évolutionnistes s'imposèrent :

- a) Hess (1954), se basant sur le fait que l'eau remontant à travers le manteau pouvait produire une serpentinitisation des péridotites autour de l'isotherme 500°C, avec une augmentation de volume et un bombement dans le manteau provoquant l'élévation de la ride, les réactions inverses produisant la subsidence. Mais les études sur les vitesses sismiques montrent que seul 40 % du matériel pourrait être atteint par cette circulation et cela est insuffisant pour expliquer les bombements et subsidence des dorsales océaniques (Menard, 1964).
- b) Egyed (1957) pensait que la terre était en expansion. Heezen (1960) expliquait par cette hypothèse la fine croûte sous les rides océaniques et l'épaisseur des sédiments parfois peu importante dans les bassins. Le matériel crustal serait extrudé par des fractures : le volcanisme des dorsales. Mais dans cette hypothèse, la subsidence des bassins demeurerait inexpliquée, et d'autre part, le diamètre de la terre aurait doublé depuis sa création.

IV - HYPOTHESE DE L'EXPANSION DES FONDS OCEANQUES

1 - L'expansion des fonds océaniques

La première idée d'une expansion des fonds océaniques revient à Holmes (1944) qui a imaginé un mécanisme où des courants de convection divergents fissurent les continents, créant l'ouverture d'un océan, et l'engloutissement progressif des anciens océans au niveau des fossés océaniques. Oubliée pendant plusieurs années, cette théorie mobiliste resurgit en 1955 grâce aux données du paléomagnétisme (Runcorn, Irwing et Blackett, 1955). Mais c'est en 1961 que Hess, admettant cette idée que le manteau est le siège de courants de convection, va proposer l'hypothèse que des courants chauds ascendants existent au niveau des dorsales océaniques, et des courants froids descendants au niveau des fossés. La croûte ainsi créée à l'axe des dorsales va migrer en subsidant vers les fosses. Quant aux continents, moins denses que la croûte océanique, ne pouvant plonger dans le manteau, ils vont dériver (Hess, 1962). Dietz (1961) émet l'idée que cette expansion des fonds océaniques concerne une couche rigide importante, qu'il appelle la lithosphère.

2 - Confirmation de l'hypothèse et tectonique des plaques

Les années qui suivent voient se développer des arguments en faveur de cette hypothèse, d'abord par la symétrie des anomalies magnétiques de part et d'autre de l'axe d'accrétion (Vine et Matthews, 1963) puis par les mouvements le long des failles transformantes (Wilson, 1965), confirmés par l'étude des mécanismes au foyer dans ces zones (Sykes, 1966). Puis naît la théorie de la tectonique des plaques en 1967 (Mc Kenzie et Parker, 1967 ; Morgan, 1968 ; Le Pichon, 1968).

3 - La subsidence des fonds océaniques

C'est Darwin (1837) qui, le premier, parla d'une subsidence possible dans les océans en étudiant les récifs coralliens dans le Pacifique (*In* Menard, 1982). Hess (1946) interpréta sa découverte des guyots comme d'anciennes îles qui furent ensuite submergées jusqu'à 1 à 2 km de profondeur. Cette idée de subsidence va ensuite prendre forme avec l'hypothèse de l'expansion des fonds océaniques. La matière créée à l'axe des dorsales subit une subsidence thermique selon une relation linéaire entre la profondeur et la racine carrée de l'âge de cette croûte. Différents modèles sont proposés suivant la répartition géométrique des isothermes. Si l'on considère une lithosphère d'épaisseur constante (isothermes courbes) (Mc Kenzie, 1967 ; Menard, 1969 ; Sclater et Francheteau, 1970) ou une lithosphère en tant que couche limite c'est-à-dire deux demi-plaques lithosphériques froides (isothermes verticaux) (Parker et Oldenburg, 1973 ; Davis et Lister, 1974 ; Parsons et Sclater, 1977 ; Parsons et Mc Kenzie, 1978) la subsidence sera légèrement différente.

4 - Conclusion

Les traits majeurs des dorsales océaniques sont posés :

- ce sont des zones en expansion où a lieu l'accrétion océanique, l'ensemble ayant pour moteur les courants de convection dans le manteau (Hess, 1965) ;
- elles sont le siège d'une activité sismique traduisant des contraintes tectoniques (Francis, 1968 a et b) ;
- elles semblent posséder un volcanisme actif plus ou moins continu sur toute leur longueur ;
- elles présentent des caractères morphologiques spécifiques ainsi que des taux d'expansion différents (Menard, 1967) ;
- elles sont en équilibre isostatique sur une grande longueur d'onde et représentent ainsi des points élevés (rides) dans les océans (Talwani *et al.*, 1961, 1965 ; Worzel, 1965) (fig. 5) ;
- une anomalie thermique positive est présente sous les dorsales (Vacquier et Von Herzen, 1964 ; Le Pichon *et al.*, 1965 ; Langseth *et al.*, 1965 ; Le Pichon et Langseth, 1969), de valeur plus importante sous la ride Est-Pacifique que la dorsale Atlantique (Le Pichon et Langseth, 1969) ;
- la lithosphère océanique créée à l'axe des dorsales subit une subsidence thermique de part et d'autre de la ride d'accrétion.

L'amélioration des techniques d'investigation de surface, sur le fond et par engin remorqué à la fin des années soixante va permettre de commencer des études de détail en certains points des océans. Cette nouvelle phase d'exploration, toujours en cours actuellement, apporte des résultats nouveaux concernant la morphologie et les processus se passant à l'axe des dorsales.

Ces données seront détaillées au fur et à mesure des chapitres suivants. Auparavant, une revue des différents modèles qui essayent d'expliquer la morphologie des dorsales, basés sur un concept établi par Menard (1967), permet de montrer qu'aucun de ces modèles ne rend compte de la morphologie de toutes les dorsales. Cette étude permet ainsi de poser les problèmes subsistants. L'étude qui suit, en faisant la synthèse d'une grande partie des données existantes, permet de proposer un nouveau modèle qui prend en considération les modèles précédemment énoncés, et l'ensemble des données disponibles.

B - LES MODELES RELATIFS A L'ORIGINE DE LA MORPHOLOGIE AXIALE

I - LE CONCEPT DE LA MORPHOLOGIE LIE AU TAUX D'EXPANSION

Considérant les données existantes sur les différentes dorsales océaniques, Menard (1967) montre que la rugosité des flancs des dorsales augmente quand le taux d'expansion diminue. D'autre part, la morphologie à l'axe et l'épaisseur de la couche 2 (basaltes) varient en fonction du taux d'expansion. Pour les dorsales lentes (taux inférieur à 3 cm/an), à l'exception de la dorsale de Reykjanes, le sommet de la ride est entaillé par une vallée axiale profonde (le rift), qui peut atteindre 2000 m de dénivelée entre le bord supérieur des murs (les crêtes) et le plancher interne de la vallée. A l'opposé, les dorsales à taux d'expansion plus rapide (supérieur à 3 cm/an) présentent une morphologie en dôme, souvent entaillée à son sommet par un graben peu profond (de quelques dizaines de mètres) (tableau 2).

Region	Spreading half rate (cm/yr)	Central rifts	Central flank relief	Average thickness of second layer (km)
Iceland (11)	0.7	Yes	Mountains	3.5
Red Sea (12, 3)	1.0	Yes		3.3
Reykjanes Ridge (13, 14)	1.0	No	Mountains	3.3
Gorda Ridge, center	1.0	Yes	Mountains	
Carlsberg Ridge (3, 4)	1.5	Yes	Mountains	
South Atlantic (15)	1.5	Yes	Mountains	
North Atlantic, 30° to 40°N (13, 16)	1.0	Yes	Mountains	2.9
Juan de Fuca (3, 17)	2.9	No	Hills	1.5
Gorda Ridge, flank (18)	3.0		Hills	1.0
East Pacific Rise, 50°S (4, 19)	4.5	No	Hills	1.0
East Pacific Rise, 10° (20)		No	Hills	1.5

Tableau 2 : Taux d'expansion, morphologie axiale et épaisseur de la couche 2 de différentes dorsales, d'après Menard (1967).

Les données bathymétriques, concernant trois dorsales de taux d'expansion différents, rendent compte de la morphologie définie par Ménard (McDonald, 1982 a) (fig. 6).

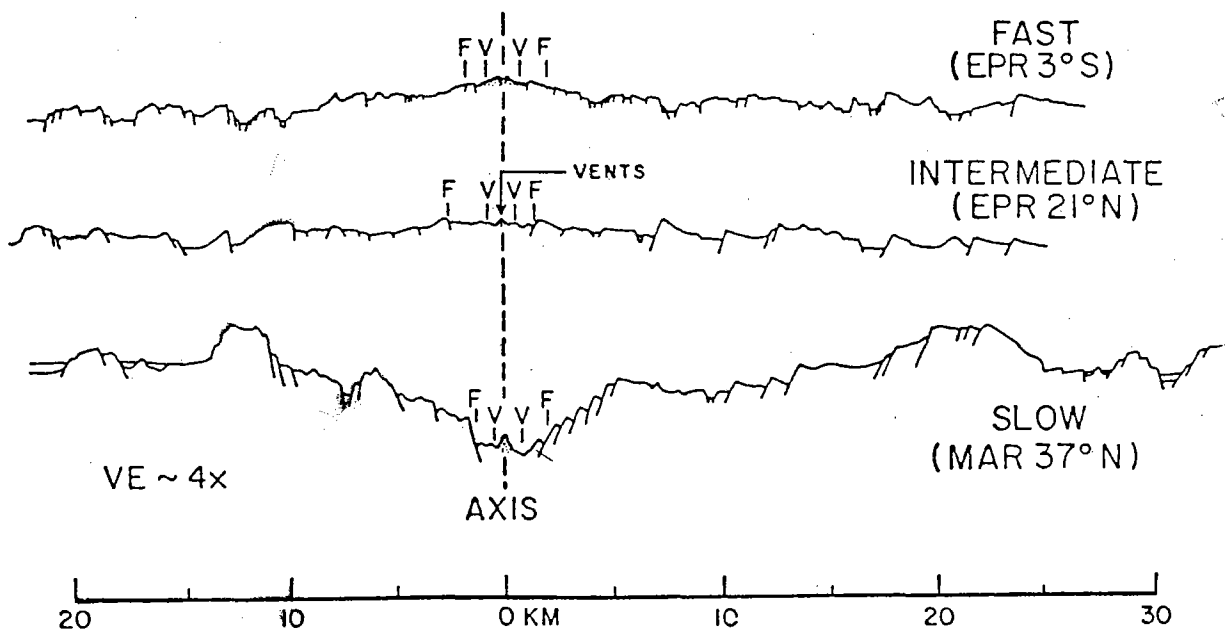


Figure 6 : Profils bathymétriques rendant compte de la morphologie de trois dorsales à taux d'expansion différent, d'après McDonald (1982a). (V : zone volcanique active, F : zone tectonique active).

II - LES MODELES

Les modèles essayant d'expliquer la morphologie des dorsales, sont établis à la suite de la synthèse de Menard (1967) et utilisent au fur et à mesure les précisions apportées sur les dorsales jusqu'à l'idée que l'on en a aujourd'hui (McDonald, 1982) qui diffère peu de celle de Menard. Elles se classent en trois catégories :

- 1 - les modèles fondés sur la notion de stabilité morphologique de l'axe (modèles statiques) ;
- 2 - les modèles cycliques fondés sur la rythmicité des structures de petite dimension (modèles cycliques des petites structures) ;
- 3 - les modèles cycliques fondés sur la rythmicité des structures de grande dimension (modèles cycliques des grandes structures).

1 - Les modèles statiques

Cet ensemble considère une formation continue et un état d'équilibre perpétuel à l'axe des dorsales océaniques. Il est composé de cinq grandes catégories de modèles :

a) *les modèles tectoniques* : Atwater et Mudie (1968, 1973), Van Andel et Bowin (1968), Luyendick (1970), Larson (1971), Osmaston (1971), Harrison (1974), Needham et Francheteau (1974), Rea (1975), Harrison et Stieljes (1977), Searle et Laughton (1977), McDonald et Atwater (1978), Laughton et Searle (1979), Allmendinger et Riis (1979), McDonald (1982), Harper (1985).

b) *le modèle viscodynamique* : Cann (1968), Sleep (1969, 1975), Lachenbruch (1973, 1976), Sleep et Rosendahl (1979), Colette *et al.* (1980), Searle (1984).

c) *les modèles d'accrétion - extension* : Harrison (1968), Defeyes (1970), Anderson et Noltimier (1973).

d) *le concept de l'intrusion mantellique* : Piper et Gibson (1972), Koïde et Battharcharji (1975), Crane (1978), Nelson (1981).

e) *le concept de l'élasticité crustale* : Palmason (1973), Bayer *et al.* (1973), Daignières *et al.* (1975), Tapponnier et Francheteau (1978), Emerman et Turcotte (1984).

a - les modèles tectoniques

Aucune cause profonde n'est envisagée dans ces modèles. Les auteurs ne considèrent que l'observation et essaient de comprendre les mouvements tectoniques qui ont pu avoir lieu. Les modèles suivants feront appel à des sources profondes pour rendre compte de ces phénomènes tectoniques.

C'est d'après une étude détaillée sur la dorsale de Gorda, à l'Ouest des Etats-Unis, qu'un premier modèle est proposé. Atwater et Muir (1968, 1973) montrent, d'après des coupes bathymétriques, que la vallée axiale est bordée par des flancs formés de gradins légèrement basculés vers l'extérieur. Le sommet de ces marches est couvert de sédiments turbiditiques. Ce type de sédiments se dépose actuellement au fond de la vallée, provenant du continent par le Sud de la dorsale. Les auteurs, considèrent que la mise en place de ce type de sédiments s'est toujours effectuée au fond de la vallée et concluent, pour des raisons morphologiques, à la surrection des murs de la vallée ("uplift"), accompagnée d'un basculement latéral des blocs ("tilting").

A la même époque, l'étude sur une autre dorsale lente, la dorsale médio-Atlantique entre 22° et 23°N, rend compte de phénomènes équivalents (Van Andel et Bowin, 1968). La dorsale est constituée de l'alternance de rides et de dépressions parallèles à l'axe, dont seules les crêtes présentent des alignements topographiques réguliers. Des basaltes métamorphiques exposés sur les flancs de la vallée médiane seraient les indices d'un métamorphisme régional. Un profil d'anomalies gravimétriques à l'air libre montre que la vallée axiale et les murs sont proches de l'équilibre isostatique (Van Andel et Bowin, 1968). Les auteurs exposent un modèle dans lequel la mise en place du basalte et son métamorphisme sont suivis de la formation de la vallée médiane (rifting), accompagné d'une remontée des flancs de deux à trois kilomètres. Cette remontée s'effectue le long de plans de faille à regard interne de 30° à 45° de pendage. Au-delà des crêtes, entre 12 et 18 km de l'axe, une tectonique gravitaire fait glisser les différentes couches de basalte entre elles (fig. 7), ceci afin de conserver l'équilibre isostatique par préservation de l'épaisseur

crustale, équilibre rétabli par la remontée des murs (fig.7) (Van Andel et Bowin, 1968).

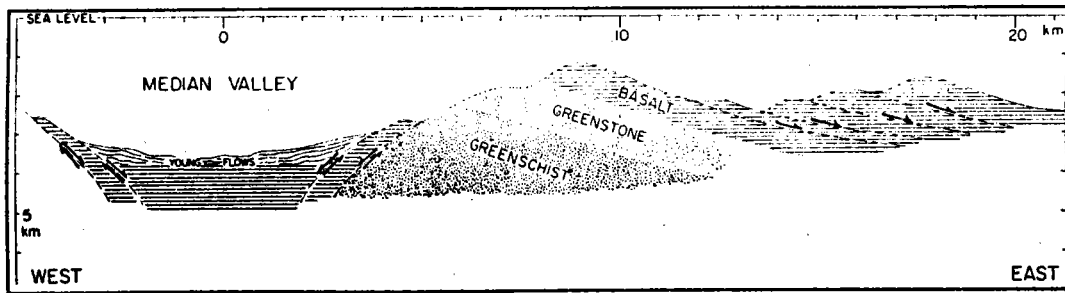


Figure 7 : Schéma de la vallée médiane et de son flanc est à 22°30'N (Atlantique) (E.V. = 1), d'après Van Andel et Bowin (1968).

A ces deux exemples de dorsales lentes s'ajoutent des études sur une dorsale à taux d'expansion intermédiaire : la dorsale Est-Pacifique à l'entrée du golfe de Californie. Les reliefs observés sur cette dorsale sont expliqués comme principalement dus à une construction volcanique (Luyendick, 1970), à laquelle a pu se surimposer l'activité tectonique (Larson, 1971). Cette dernière crée des horsts et des grabens sous l'effet des contraintes gravitaires. Ce fonctionnement semble constant dans le temps.

Ces premières hypothèses serviront de base aux modèles suivants. Les phénomènes créant les reliefs semblent continus ; les murs des vallées médianes (rifts) remontent le long de failles "normales" ; cette remontée s'accompagne d'un basculement. Les modèles suivants essaient de détailler ces phénomènes.

Osmaston (1971) suggère l'existence d'un processus différent entre la construction de la vallée médiane d'une dorsale océanique et celle des rifts continentaux à cause de l'épaisseur de la lithosphère qui est plus importante dans le deuxième cas. Pour la vallée médiane, la surrection des murs résulterait de forces mises en jeu lors de la remontée du magma sous la croûte refroidie, de chaque côté du plancher interne, forces différentes de celles de l'isostasie. Le mécanisme ainsi enclenché aurait pour conséquence la remontée des blocs suivant un plan de faille normal. Au-delà des crêtes, ce même processus combiné au jeu des failles normales classiques maintient l'équilibre. L'asymétrie morphologique observée peut provenir du manque de simultanéité dans les processus

de remontée des murs. Par contre, le niveau de mise en place des basaltes est constant dans le temps, et se situe au centre du plancher interne (Osmaston, 1971). Des détails supplémentaires à ce modèle sont proposés. Les failles proches du plancher interne correspondent à des effondrements, puis évoluent en failles inverses (fig. 8a) (Harrison, 1974), ou bien la remontée s'effectue par des failles normales à regard externe (fig. 8b) (Needham et Francheteau, 1974), ou encore par rotation des blocs d'une dizaine de degrés (fig. 8c) (Harrison et Stieljes, 1977 ; Allmendinger et Riis, 1979)

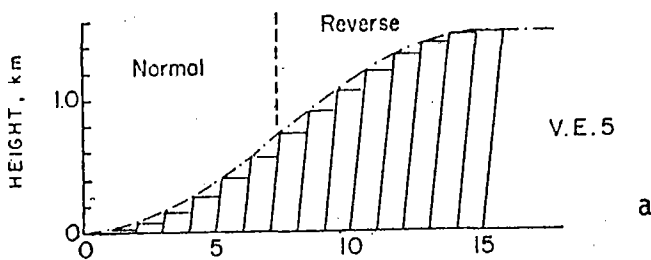
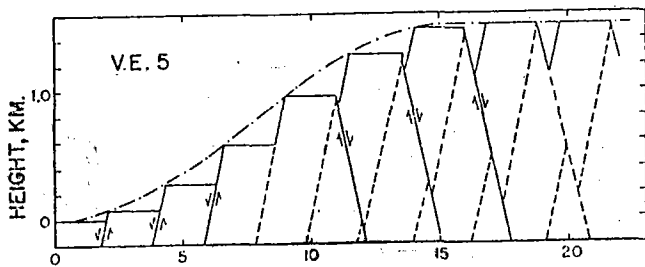
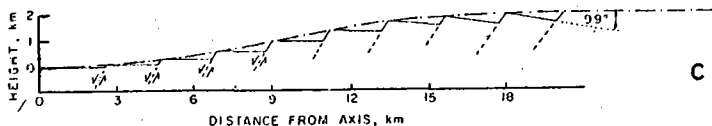


Figure 8 :

a) *Modèle de Harrison 1974 (d'après Harrison et Stieljes, 1977).*



b) *Modèle de Needham et Francheteau 1974 (d'après Harrison et Stieljes, 1977).*



c) *Modèle de Harrison et Stieljes 1977.*

Macdonald et Atwater (1978), d'après les observations effectuées sur un profil bathymétrique par engin remorqué près du fond (Deep Tow) (fig. 9), montrent que le basculement des blocs et le jeu de failles inverses n'apparaissent pas sur ce profil. Par contre les montagnes du rift sont formées par des failles normales à regards interne et externe.

Les constructions volcaniques semblent jouer un rôle secondaire dans ces reliefs (Macdonald et Atwater, 1978 ; Allmendinger et Riis, 1979). Reprenant le modèle de Needham et Francheteau (1974) Mcdonald et Atwater (1979) précisent que des failles normales à regard interne peuvent encore fonctionner au-delà des crêtes (fig.10)

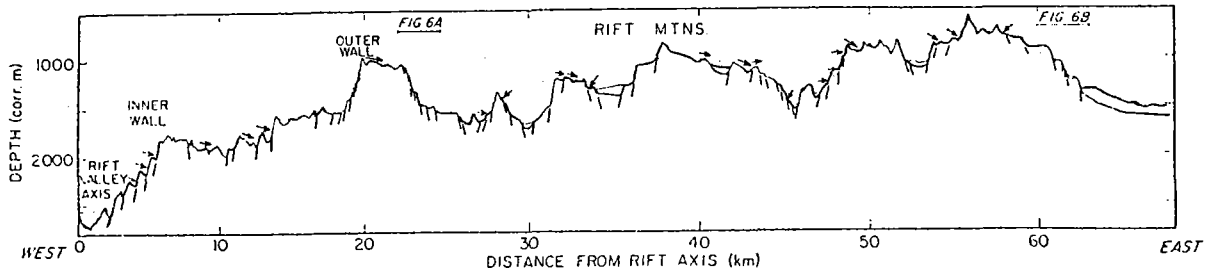


Figure 9 : Profil bathymétrique interprété à l'Est de l'axe de la dorsale médio-Atlantique à 36°50'N, d'après Mcdonald et Atwater (1978).

Le modèle de basculement des blocs sera repris ultérieurement, un basculement initial pouvant avoir lieu au fond de la vallée médiane. La croûte nouvellement créée à l'axe subit une subsidence et une rotation d'axe horizontal d'une quarantaine de degrés en arrivant au pied des murs, avant la remontée (Hall, 1979). D'autres précisent que la remontée des murs, dont les failles sont initiées entre 2 et 4 km de distance à l'axe sur le plancher interne de la dorsale médio-Atlantique (Searle et Laughton, 1977), ou à 1 km sur la dorsale des Galapagos (Allmendinger et Riis, 1979), s'effectue par saccades en réponse à une flexure de la lithosphère en mouvement (fig. 11). Elle est accompagnée d'un basculement de l'ensemble de la lithosphère d'une dizaine de degrés (Laughton et Searle, 1979) (fig. 11).

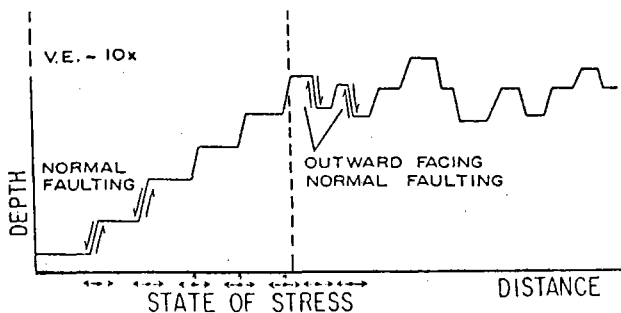


Figure 10 : Modèle de Mcdonald et Atwater (1978).

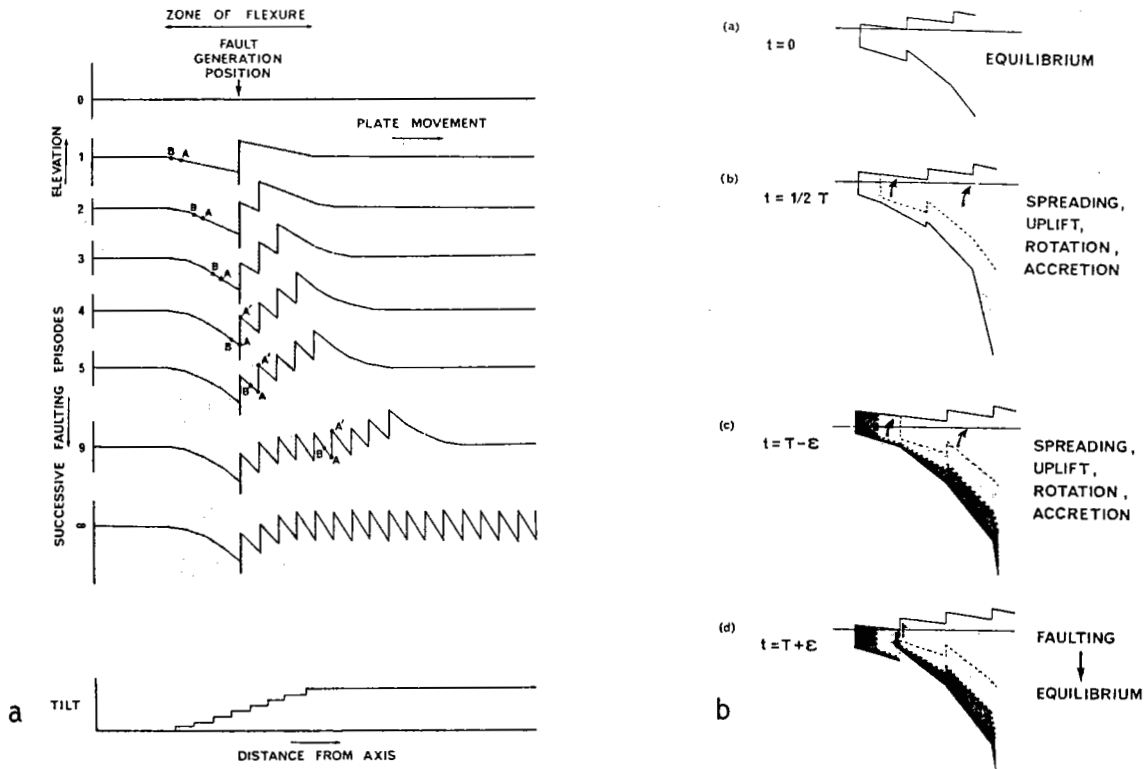


Figure 11 : Modèle de Laughton et Searle (1979). a) construction géométrique de profils obtenus par faillage et flexure de la lithosphère, b) faillage et flexure, en fonction du temps, proche de l'axe. En noir : nouvelle croûte accrétée.

Si la remontée et le basculement de la lithosphère provoquent un déséquilibre des forces ayant contribué au mouvement, un effondrement d'une partie de la lithosphère par failles normales peut avoir lieu au sein de la vallée axiale (Laughton et Searle, 1979). Harper (1985), considérant que les failles normales des murs de la vallée médiane sont équivalentes aux failles listriques des marges passives, pense que ces surfaces servent de plan de glissement pour le basculement des blocs.

Un problème reste à expliquer : la variation longitudinale de la morphologie de la vallée médiane. Elle peut être expliquée par une différence dans l'histoire de la remontée des murs (Needham et Franche-teau, 1974), ou par un désynchronisme dans l'évolution des différents segments (Harper, 1985). Pour expliquer ce désynchronisme, Harper montre que la variation de largeur de la vallée médiane est liée à la profondeur de pénétration des failles, elle-même contrainte par la profondeur de la

limite ductile-cassant. Cette limite varie en profondeur suivant la présence d'une chambre magmatique (fig. 12a).

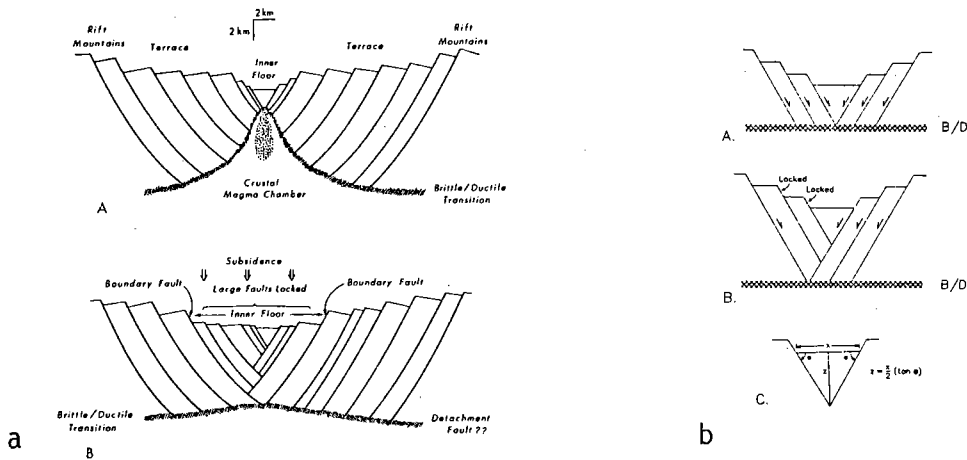


Figure 12 : *Modèle de Harper (1985). a) variation de la largeur du plancher interne comme conséquence de la profondeur de la limite ductile-cassant, b) effet des failles dues à la variation de profondeur de la limite ductile-cassant.*

Lorsque la chambre magmatique est présente, la limite ductile-cassant est superficielle, les failles pénètrent peu en profondeur (fig. 12b). On obtient une vallée étroite (cas de FAMOUS). Si la chambre est refroidie, la limite s'approfondit, les failles interfèrent (fig. 12b) donnant une vallée élargie en surface (cas de AMAR rift). Les variations longitudinales peuvent donc ainsi s'expliquer, par un désynchronisme dans la présence de la chambre magmatique le long de l'axe.

Peu de modèles ont été proposés pour expliquer une morphologie stable au niveau des dorsales rapides. Rea (1975) propose une construction analogue aux dorsales lentes pour rendre compte des failles à regard interne sur les flancs de la dorsale. Une remontée des blocs par rotation sur un plan de faille s'effectue, rotation engendrée par la remontée du matériel chaud à l'axe (fig. 13).

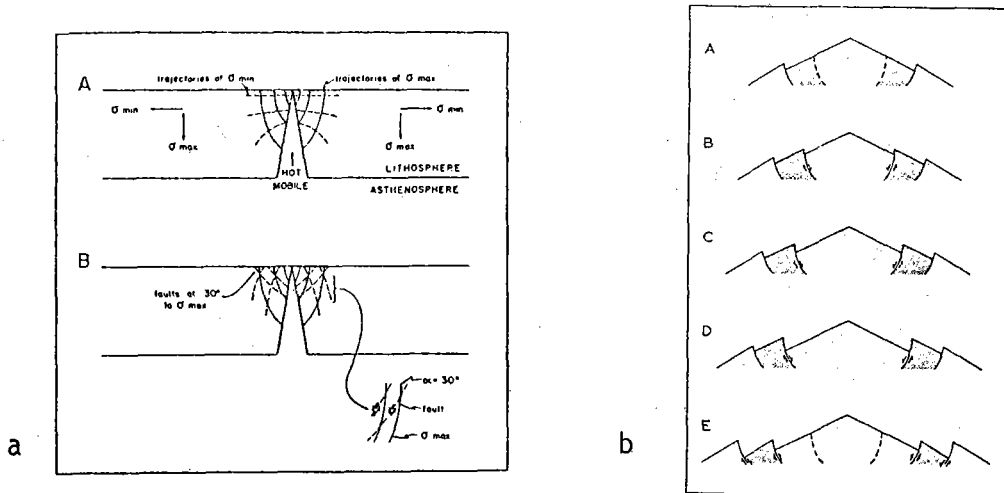


Figure 13 : *Modèle de Rea (1975). a) orientation des contraintes et des failles résultantes, b) développement des reliefs par la tectonique hors axe.*

Harper (1985), reprenant son modèle précédent, l'applique aux dorsales rapides en considérant une chambre magmatique stable mais très superficielle pour ces dorsales. La limite cassant-ductile est donc peu profonde, ne donnant pas d'interférence de failles (fig. 12a). Les failles sont toutes actives, donnant des structures en horsts et grabens.

Dans tous ces modèles, les auteurs considèrent que la vallée médiane a une morphologie stable. Mais si la morphologie de la vallée médiane n'était pas stable, Harrison (1974) précise que seules des failles normales classiques apparaîtraient sur les murs de la vallée : mais dans ce cas, il devrait exister des exemples de ce type d'axe sans vallée médiane dans l'Atlantique.

Les processus tectoniques ayant lieu près de la surface de la croûte sont invoqués dans ces modèles. Les modèles suivants vont proposer des hypothèses quant à l'origine possible des forces mises en jeu pour créer les contraintes nécessaires à cette activité tectonique.

b - le modèle viscodynamique

Se fondant sur l'hypothèse selon laquelle la viscosité du magma et le taux d'expansion rendent compte de la morphologie à l'axe des dorsales (Cann, 1968), Sleep (1969) propose un modèle théorique. Il repose sur l'idée que le mouvement et le poids des plaques rigides engendrent l'ascension du fluide athénosphérique moins dense. Les propriétés mécaniques de ce matériel ascendant sont conditionnées par les contraintes thermiques (Sleep, 1975 ; Rosendahl, 1976) auxquelles il est soumis (Sleep

et Rosendahl, 1979 ; Collette *et al.*, 1980). Cette remontée s'effectue dans un conduit situé entre les deux plaques divergentes (Sleep, 1969) dont la largeur varie de façon proportionnelle à la vitesse d'expansion (fig.14) (Lachenbruch, 1976). Les forces de viscosité agissant le long

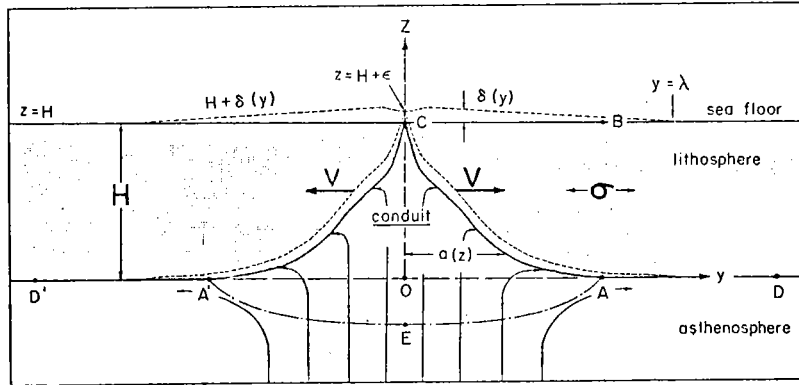


Figure 14 : *Modèle de Lachenbruch (1976).*

Les lignes en pointillés représentent la déformation de la lithosphère (V : vitesse d'expansion, H : hauteur de la lithosphère).

des bords du conduit axial, lors de la remontée du magma, varient suivant le type de dorsales.

Pour les dorsales lentes, plus le conduit est étroit (Sleep, 1969 ; Lachenbruch, 1976) et le matériel visqueux (Sleep et Rosendahl, 1979 ; Collette *et al.*, 1980), plus les forces de viscosité sont suffisantes pour créer une perte de charge (diminution de la pression hydraulique) dans le conduit. Cette perte de charge, directement proportionnelle au cube de la largeur du conduit (Sleep, 1969), provoque une dépression topographique sous l'axe. D'après la loi de conservation de l'énergie, cette dépression reprend son équilibre par la remontée des murs de la vallée par rapport au plancher interne (Sleep, 1969).

Pour les dorsales rapides, considérées comme des "points chauds" (Rosendahl, 1976), les isothermes peu profonds impliquent une chambre magmatique large et un matériel moins visqueux que pour les dorsales lentes (Sleep et Rosendahl, 1979 ; Colette *et al.*, 1980). De plus, le conduit étant large (Lachenbruch, 1976), la perte de charge est suffisamment faible pour conserver une morphologie en dôme à la dorsale. La dorsale de Reykjanes (dorsale lente avec une morphologie en dôme) est considérée comme un "point chaud" (Rosendahl, 1976) et présente donc la même morphologie que les dorsales rapides.

D'autre part, Lachenbruch (1973) montre que si la valeur de la pression hydraulique sur les murs du conduit dépasse celle de la pression lithostatique, une tectonique compressive se développe dans la lithosphère, de même direction que l'expansion, facilitant la séparation des plaques (cas d'une dorsale rapide). A l'inverse, des forces de tension vont se développer, créant une succion qui gêne l'ouverture dans le cas des dorsales lentes.

L'image à laquelle on arrive est celle d'un conduit axial étroit pour une dorsale lente, large pour une dorsale rapide, conduisant à une topographie en surface de rift ou de crête respectivement. Cann (1974) en déduit que la structure de la croûte est différente suivant le taux d'expansion (fig. 15).

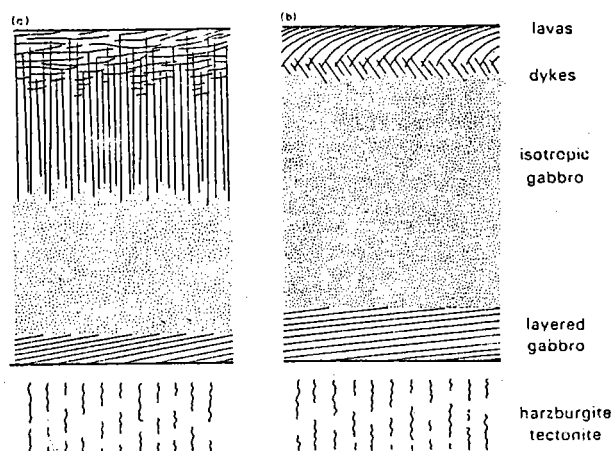


Figure 15 : Coupes schématiques de sections de croûte océanique en fonction du taux d'expansion. a) dorsale lente, b) dorsale rapide, d'après Cann (1974).

Pour une dorsale rapide, l'épaisseur de la couche contenant les conduits d'alimentation (dykes) sera réduite au minimum, avec une grande chambre magmatique et la couche de laves en coussins reposant directement sur les dolérites. Pour les dorsales lentes, la couche de "dykes" est très importante, et la largeur de la zone d'intrusion décroît.

Collette *et al.* (1980) expliquent la non compensation isostatique de la vallée médiane à 14°N dans l'Atlantique par ce modèle. Searle (1984) pense que la différence de dimension des rejets de failles dans l'Atlantique et le Pacifique peut s'expliquer par des forces viscodynamiques plus grandes dans l'Atlantique que dans le Pacifique. L'origine des failles serait ainsi indépendante du taux d'expansion.

Ce modèle invoque donc une origine profonde possible pour expliquer les morphologies observées à l'axe des différentes dorsales. Pourtant, l'idée d'une chambre profonde et d'une croûte épaisse sous l'axe des dorsales lentes ne fait pas l'unanimité. Reid et Jackson (1981) montrent de façon théorique que les taux d'expansion lents sont responsables des croûtes fines.

c - les modèles d'accrétion + extension

Partant du principe que les dorsales océaniques représentent la limite entre deux plaques lithosphériques, subissant ainsi deux processus fondamentaux : l'accrétion et l'extension, différents auteurs vont essayer d'expliquer la morphologie à l'axe des dorsales par un rapport entre la largeur de la zone d'émission des basaltes et la largeur de la zone d'extension (Deffeyes, 1970 ; Anderson et Noltimier, 1973), ces zones étant indépendantes l'une de l'autre (Harrison, 1968). Si la largeur de la zone d'émission est plus grande que celle de la zone d'extension, la morphologie résultante est une vallée axiale (cas des dorsales lentes). Des conditions inverses vont donner une morphologie en dôme (cas des dorsales rapides) (Deffeyes, 1970). Pour obtenir ce résultat, l'auteur considère deux paramètres en fonction de la distance à l'axe (fig.16) : le taux de déformation et le taux d'émission de basalte.

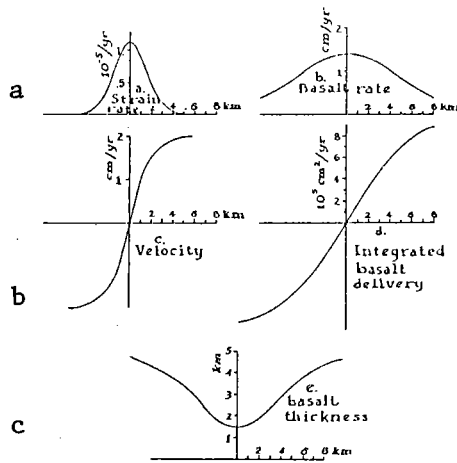


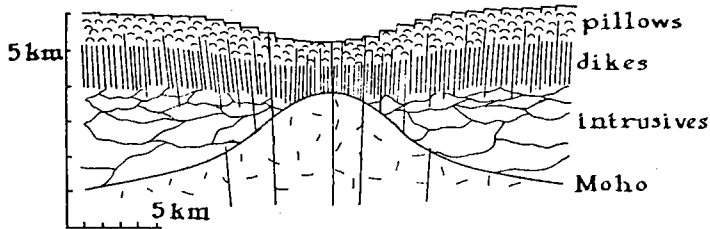
Figure 16 : *Modèle de Deffeyes (1970)*

- a) *distribution gaussienne du taux de contraintes et du taux d'émission de basalte*
- b) *intégrales des deux fonctions*
- c) *fonction résultante de la division des intégrales (d/c). Cette fonction donne l'épaisseur de la couche de basalte en fonction de la distance à l'axe. La "vallée axiale" obtenue est caractéristique des dorsales lentes.*

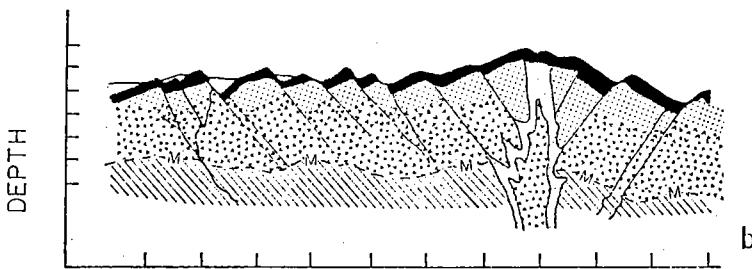
En divisant ensuite les intégrales de ces deux fonctions, il obtient une courbe donnant l'épaisseur de basalte en fonction de la distance à l'axe (fig. 16). Cette épaisseur rendra compte de la morphologie axiale. Mais une contrainte limite ce modèle. En effet, Harrison (1968), en comparant les dorsales Atlantique et Pacifique, montre que le mécanisme d'injection du basalte à la surface est le même pour les deux types de dorsale, indépendamment du taux d'expansion, et de largeur inférieure ou égale à 3 km. Ainsi, seule la largeur de la zone d'expansion varie (Anderson et Noltimier, 1973 ; McDonald, 1982 ; Choukroune *et al.*, 1984). Il en découle que l'écart type de la largeur d'émission est toujours inférieure à l'écart type du taux de déformation latérale, pour des vitesses d'expansion de 2 cm/an ou plus (Anderson et Noltimier, 1973). Donc, la morphologie normale de l'axe serait un dôme. Un graben ne peut s'expliquer que par un fonctionnement intermittent sur les dorsales lentes, opposé à un fonctionnement plus continu sur les dorsales rapides. Les phases de "repos" permettent une solidification des dykes d'émissions du basalte en surface et en profondeur. Ce cas limite provoque un état constant de la morphologie en graben (Anderson et Noltimier, 1973).

Des modèles de croûte à l'axe des dorsales sont déduits de ces modèles, avec une discontinuité de Mohorovicic variant entre 2 et 4 km de profondeur (Deffeyes,

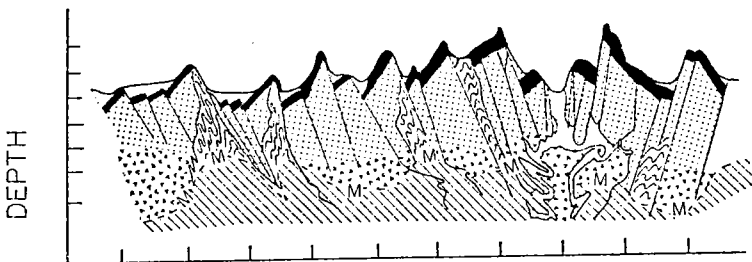
1970 ; Aumento, 1972 ; Anderson et Noltimier, 1973) (fig.17). La zone d'intrusion magmatique remonte très haut sous les dorsales rapides (moins de 1 km), contrairement aux dorsales lentes où elle se situe à environ 2 km sous la surface.



a) modèle de Deffeyes (1970)
(dorsale lente)



b) modèle de Anderson et
Noltimier (1973).
(dorsale rapide)



c) modèle de Aumento (1972)
(dorsale lente)

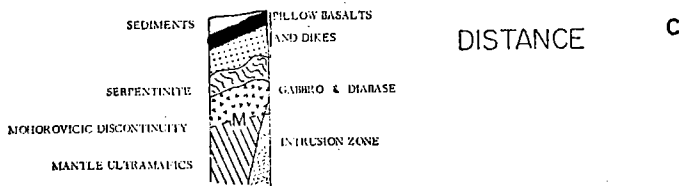


Figure 17 : Coupes schématiques de la croûte océanique.

d - le concept de l'intrusion mantellique

Trois modèles rendent compte de l'influence sur la morphologie de surface d'une intrusion profonde sous l'axe : l'un prend en considération les contraintes mises en jeu lors d'une intrusion sous une lithosphère considérée comme une plaque semi-infinie (fig. 18) (Piper et Gibson, 1972 ; Kořide et Battharcharji, 1975), un autre considère qu'une instabilité gravitationnelle, provoquant une onde, a lieu pendant cette phase (Crane, 1972), enfin le dernier attribue une morphologie aux lignes de flux mantelliques et y surimpose l'effet d'une chambre magmatique (Nelson, 1981). Pour tous ces modèles, les auteurs admettent l'existence d'une chambre magmatique sous l'axe (Harrison, 1968 ; Deffeyes, 1970 ; Reid *et al.*, 1975 ; Orcutt *et al.*, 1975 ; Lachenbruch, 1976 ; Sleep et Rosendahl, 1979).

Dans le premier cas, c'est la largeur de l'intrusion qui va influencer les directions principales des contraintes (fig. 18a). Lorsque l'intrusion est étroite (fig. 18b) (Piper et Gibson, 1972), les directions principales des contraintes auront tendance à approcher la verticale et le magma sera injecté par des dykes étroits. Ce serait le cas des dorsales rapides. A l'inverse, si la largeur de la zone à travers laquelle s'exerce les contraintes s'élargit, un grand pourcentage de matériel est injecté latéralement (fig. 18b). A l'extrême, la déformation est quasi horizontale et les injections de magma ont lieu loin de l'axe (fig. 18b).

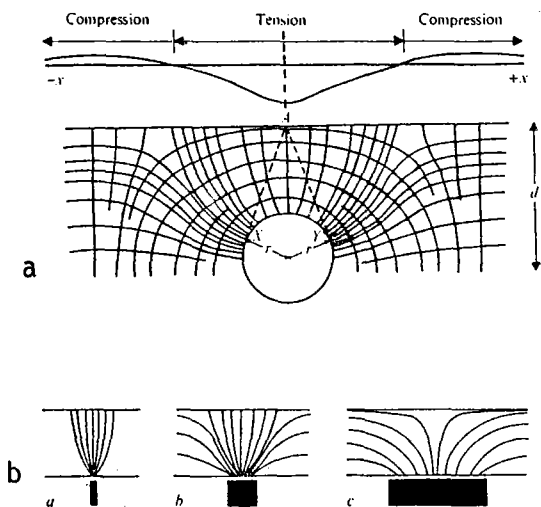


Figure 18 : *Modèle de Piper et Gibson (1972).*
a) *distribution des contraintes principales autour d'une cavité de rayon r sous pression interne à une distance d du bord libre d'une plaque semi-infinie*
b) *représentation schématique de la variation dans le mode d'intrusion dans une plaque semi-infinie.*

Les dorsales lentes voient ainsi leurs murs remonter sous l'effet des intrusions de matériel sous-jacent et de contraintes compressives (Piper et Gibson, 1972). Les contraintes compressives peuvent être augmentées par l'existence d'une pression magmatique dans les dykes lors de la remontée du matériel sous l'axe (Koide et Battharcharji, 1975). Cette pression provoque une poussée latérale quasi-horizontale tendant à éloigner les plaques, et s'ajoutant aux contraintes compressives provoquant la remontée des murs. La subsidence du graben aura lieu au-dessus de l'intrusion.

Ce modèle s'oppose aux autres modèles qui selon le cas stipulent que la mise en place des basaltes se fait sur une largeur déterminée indépendante du taux d'expansion (Harrison, 1968) ou que la chambre magmatique des dorsales lentes est plus étroite que celle des dorsales rapides (Deffeyes, 1970 ; Reid *et al.*, 1975 ; Lachenbruch, 1976 ; Sleep et Rosendahl, 1979 ; Harper, 1985). Ce modèle subodore aussi l'existence d'injection de matériel latéralement à l'axe.

Dans le deuxième cas (Crane, 1978), la remontée d'un matériel moins dense : existence d'une chambre magmatique dans une croûte plus dense donne un gradient de pression qui crée une instabilité gravitationnelle. Cette instabilité génère une onde, impliquant une déformation mécanique en surface. Cette onde se propage de part et d'autre de l'axe (fig.19).

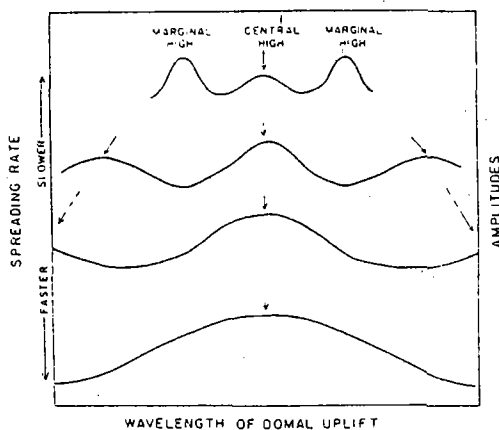


Figure 19 : *Modèle de Crane (1978).
Onde sinusoïdale créée par une
intrusion mantellique. La lon-
gueur d'onde varie suivant le
taux d'expansion.*

L'épaisseur crustale dans laquelle l'intrusion s'est mise en place et la largeur de la chambre magmatique influent sur la longueur d'onde du mouvement sinusoïdal créé. Ainsi, les dorsales lentes, ayant

des croûtes épaisses et des chambres magmatiques étroites (Reid *et al.*, 1975 ; Orcutt *et al.*, 1975 ; Rosendhal *et al.*, 1976) sont soumises à une onde courte, contrairement aux dorsales rapides (fig. 19) (Crane, 1978). Les hauts centraux (Mt Venus dans FAMOUS -Arcyana, 1978-) ainsi que les hauts marginaux (fig.) et la remontée de murs pour les dorsales lentes sont ainsi générés. Sur les dorsales rapides, un dôme central large caractérise la morphologie de l'axe. Une onde le long de l'axe est également générée lors de l'intrusion. Cette onde, qui peut être déphasée d'un mur à l'autre, créera des variations dans le relief de part et d'autre de l'axe (la dorsale des Galapagos) (Crane, 1978).

Dans le troisième modèle (Nelson, 1981) le comportement du manteau sous la ride océanique est modélisé en terme d'écoulement divergent dans un liquide visqueux. Le matériel mantellique suit, lors de sa remontée sous la dorsale, des courbes divergentes (Cann, 1968). De ce fait, la morphologie de surface du manteau divergent définit une "vallée axiale" de largeur déterminée (fig.20a). En discutant ensuite les processus magmatiques qui génèrent la croûte océanique (processus surimposés à la "topographie" mantellique) une explication des variations de la morphologie des dorsales fonction du taux d'expansion peut être donnée. Considérant un état d'équilibre entre les venues mantelliennes et la formation de la croûte océanique, la vitesse de l'intrusion du magma dans la chambre magmatique est égale au taux de refroidissement du magma créant la croûte. Ainsi, une relation est établie pour l'échange thermique de la croûte avec l'eau de mer, au-dessus de la chambre magmatique (fig.20b). La contrainte importante sera la surface d'échange de chaleur dont dépendra la morphologie de la dorsale. Cette surface est fonction de la largeur de la chambre magmatique, elle-même fonction du taux d'expansion (Sleep, 1975 ; Lachenbruch, 1976). Ainsi, au niveau d'une dorsale rapide, la chambre magmatique est suffisamment large pour compenser la "morphologie mantellique" en "V". Pour une dorsale lente, l'action de la chambre n'est pas suffisante (fig.20c). Tous les cas intermédiaires sont possibles.

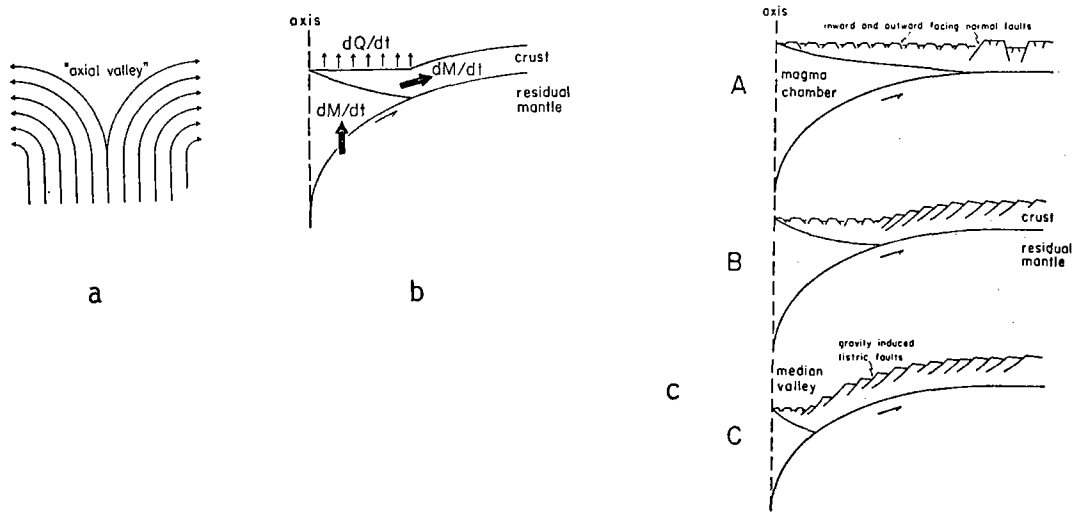


Figure 20 : Modèle de Nelson (1981).

- a) illustration schématique des lignes de flux mantelliques
- b) modèle thermique de l'action d'une chambre magmatique ($dM/dt =$ taux d'entrée du liquide basaltique dans la chambre et taux de refroidissement ; $dQ/dt =$ taux de chaleur produite ($dQ/dt = L \cdot dM/dt$ ou L est la chaleur latente de cristallisation du basalte))
- c) différentes dimensions de la chambre magmatique et son effet sur la topographie de surface.

Ces trois modèles, partant tous de l'hypothèse de l'existence d'une chambre magmatique sous l'axe, reposent sur des bases différentes. Le premier (Piper et Gibson, 1972) considère une chambre magmatique étroite sous les dorsales rapides, Nelson (1981) propose l'inverse, en accord d'ailleurs avec d'autres auteurs (Deffeyes, 1970 ; Sleep, 1975 ; Lachenbruch, 1976 ; etc...). Crane (1978) n'émet aucune contrainte quant à la dimension de l'intrusion.

e - le concept de l'élasticité crustale

Les modèles relatifs à ce concept supposent une continuité et une élasticité de la croûte sous l'axe des dorsales. Des travaux sur l'Islande (Palmason, 1973 ; Bayer *et al.*, 1973 ; Daignières *et al.*, 1975) ont montré que la zone active est constituée de coulées basaltiques successives mises en place l'une au-dessus de l'autre. La coulée initiale subit une extension provoquant une fissuration dans sa partie centrale qui permet l'émission d'une nouvelle coulée. Cette succession provoque une surcharge dans la zone axiale d'une dizaine de kilomètres de large, un ré-

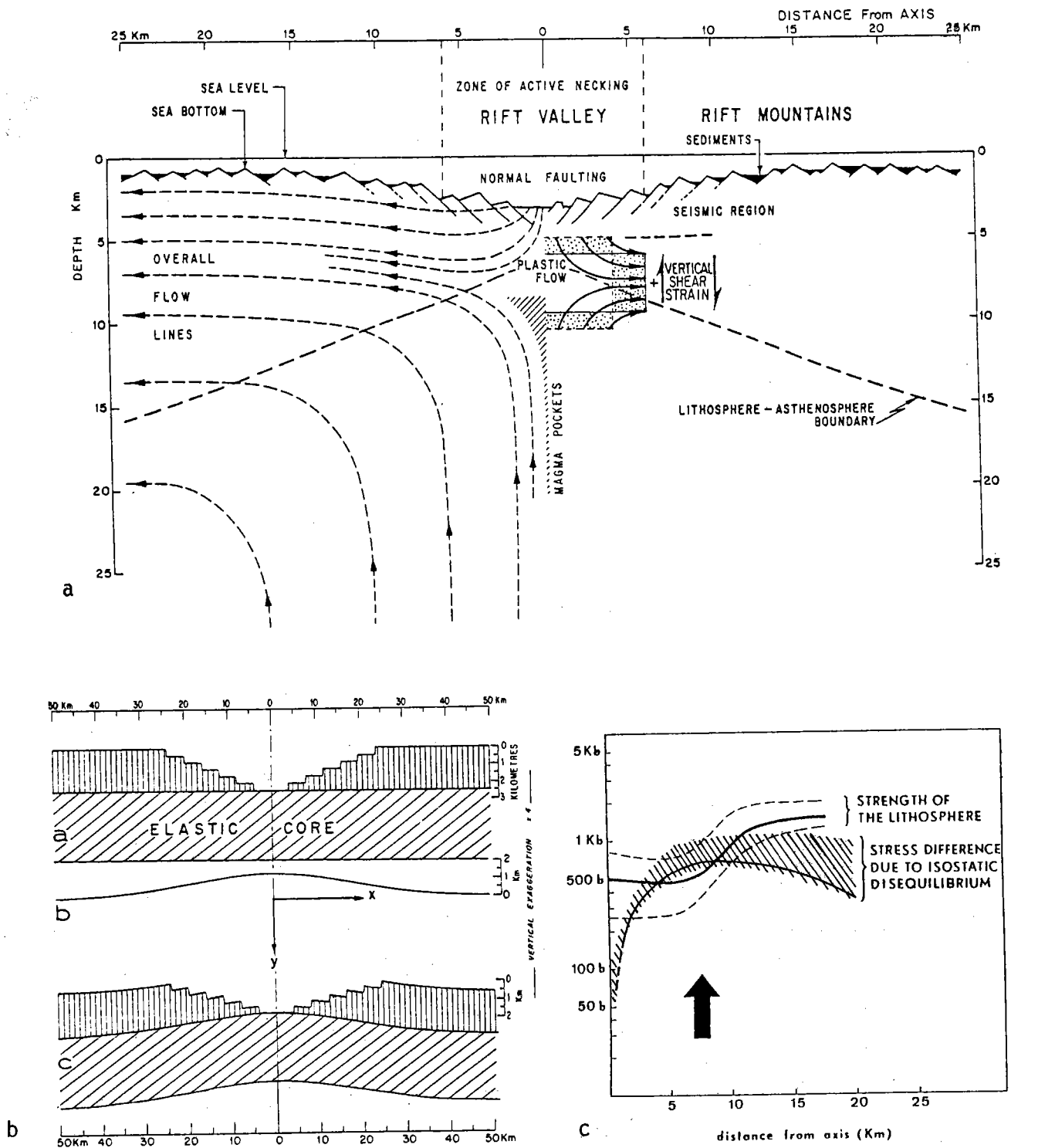


Figure 21 : Modèle de Tapponnier et Francheteau (1978).

- a) modèle schématique du comportement mécanique de la lithosphère dans la région axiale d'une dorsale lente : état stable pour l'étirement de la lithosphère
- b) lithosphère en équilibre modélisé comme une plaque élastique d'épaisseur uniforme : (a) modèle de départ, (b) courbe de réponse isostatique, (c) schéma de la lithosphère après équilibre montrant le basculement des blocs
- c) comparaison de l'estimation de la résistance de la lithosphère avec les contraintes verticales de cisaillement. La flèche signale le lieu où les forces isostatiques sont maximales (7-8 km de l'axe).

ajustement isostatique ayant pour effet la remontée des bords (Bayer *et al.*, 1973 ; Daignières *et al.*, 1975). Ce réajustement est comparable à celui d'une plaque élastique.

Cette idée de remontée des bords par un réajustement isostatique va être appliquée au milieu océanique (Tapponnier et Francheteau, 1978 ; Emerman et Turcotte, 1984). Mais la présence d'une vallée axiale à l'axe des dorsales lentes soulève un problème. Ce n'est pas une surcharge à l'axe qui implique le réajustement isostatique comme sur l'Islande, mais le déficit de masse à cet endroit (Tapponnier et Francheteau, 1978). Les auteurs suggèrent que la présence et la structure de la vallée axiale de la dorsale médio-Atlantique résultent de la réponse de la croûte lithosphérique solide et continue à une tectonique d'extension provoquée par les courants de convection en profondeur. La lithosphère subit un étirement dans la région axiale. Les failles affectent seulement la partie fragile, un écoulement plastique s'effectuant en profondeur (fig. 21a). Le déficit de masse, dans la région affaissée, crée sur le sommet de l'asthénosphère et sous ce graben une poussée vers le haut (fig. 21b). L'équilibre isostatique est restauré régionalement avec un bombement de longueur d'onde supérieur à la largeur du graben (fig. 21b). Ce bombement crée un basculement des blocs, isolés par failles dans la partie fragile, vers l'extérieur. Le basculement augmente lorsque l'on s'éloigne de l'axe, jusqu'à 15-20 km de distance.

La remontée de matériel sous l'axe, génère une contrainte de cisaillement diminuant en fonction de l'éloignement à l'axe, qui sera supérieure à la contrainte provoquant le jeu en faille normale des blocs le long des murs de la vallée. Cette contrainte de cisaillement implique ainsi un mouvement ascendant des blocs basculés. Cette remontée est fonction de l'épaisseur de la lithosphère. Les auteurs montrent que pour une lithosphère de 4 km d'épaisseur, la remontée s'effectue à 7-8 km de l'axe et s'applique jusqu'à 12-15 km (fig. 21c) (cas des dorsales lentes) (Tapponnier et Francheteau, 1978). Un épaissement crustal ou une diminution de la viscosité de la lithosphère de manière plus rapide que l'augmentation du taux d'expansion permet la formation d'un dôme axial (cas des dorsales rapides) (Emerman et Turcotte, 1984).

2 - Les modèles cycliques des petites structures

Ces modèles essaient de rendre compte de la complexité morphologique observée au niveau du plancher interne de la dorsale médio-Atlantique (zone "FAMOUS" et "AMAR") (Whitmarsh et Laughton, 1976 ; Bryan et Moore, 1977 ; McDonald et Luyendick, 1977 ; Ballard et Van Andel, 1977 ; Stakes *et al.*, 1984) -la zone "FAMOUS" se situe au Sud du point triple des Açores, autour de 36°50'N, bordée au Nord et au Sud par les failles transformantes "A" et "B" respectivement ; la zone "AMAR" est située immédiatement au Sud de la zone de fracture "B" (fig. 117)- ou au niveau du domaine axial des dorsales à taux d'expansion intermédiaire ou rapide (dorsale des Galapagos, dorsale Est-Pacifique et la dorsale Juan de Fuca) (Normark, 1976 ; Lonsdale, 1977 ; Van Andel et Ballard, 1979 ; Crane, 1979 ; Cyamex, 1981 ; Ballard *et al.*, 1981 ; Rangin et Francheteau, 1981 ; Lichtman et Eissen, 1983).

Les processus hors axe sont rarement évoqués. Pour les structures de l'ordre de 10 km et plus, les auteurs se réfèrent aux modèles statiques. Deux grands types de modèles sont évoqués pour expliquer la morphologie et la variation des petites structures (de l'ordre de 2 à 3 km de large) :

- les modèles volcano-tectoniques (Whitmarsh et Laughton, 1976 ; Lonsdale, 1977 ; Stakes *et al.*, 1984) ;

- et ceux s'appuyant sur l'activité volcanique uniquement (Normark, 1976 ; Bryan et Moore, 1977 ; Ballard et Van Andel, 1977 ; McDonald et Luyendick, 1977 ; Ramberg *et al.*, 1977 ; Van Andel et Ballard, 1979 ; Cyamex, 1981 ; Ballard *et al.*, 1981 ; Patriat, 1983 ; Lichtman et Eissen, 1983). Dans ce deuxième type, l'activité tectonique est continue (Reid et McDonald, 1973), mais d'intensité pouvant varier dans le temps (Normark, 1976 ; Van Andel et Ballard, 1979).

Le cycle volcano-tectonique est composé de deux périodes distinctes : une volcanique, l'autre tectonique. La période volcanique est une période de construction pendant laquelle les reliefs volcaniques en dôme se mettent en place, à l'axe de la dorsale (fig. 22 à 24). Elle peut être accompagnée d'une courbure de l'ensemble du plancher interne (fig. 22a),

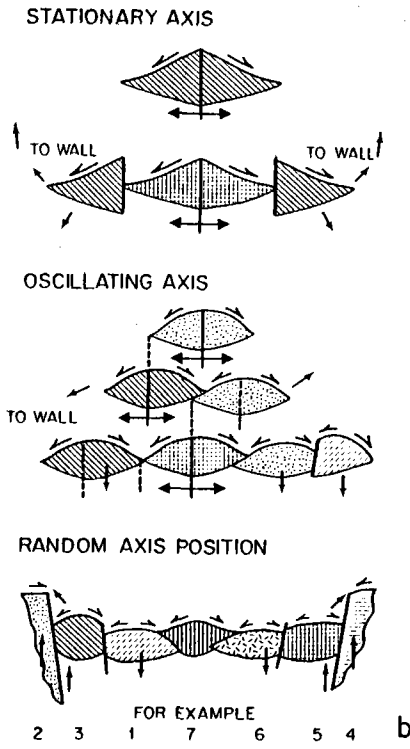
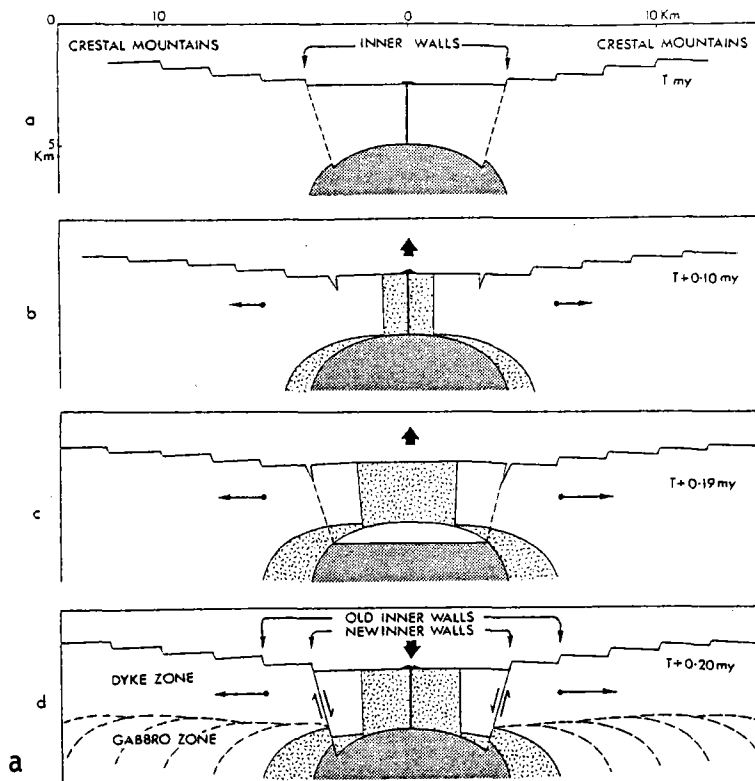


Figure 22 : a) Modèle de Whitmarsh et Laughton (1976). Après bombement thermique du plancher interne (b et c), effondrement type caldera de ce plancher (d, a). Le graben est dans un état stable, les murs remontent ensuite.

b) Modèle de Ballard et Van Andel (1977). Le plancher interne se construit par différentes constructions volcaniques issues d'un axe stationnaire ou par sauts d'axe, l'ensemble remontant au niveau des murs de la vallée.

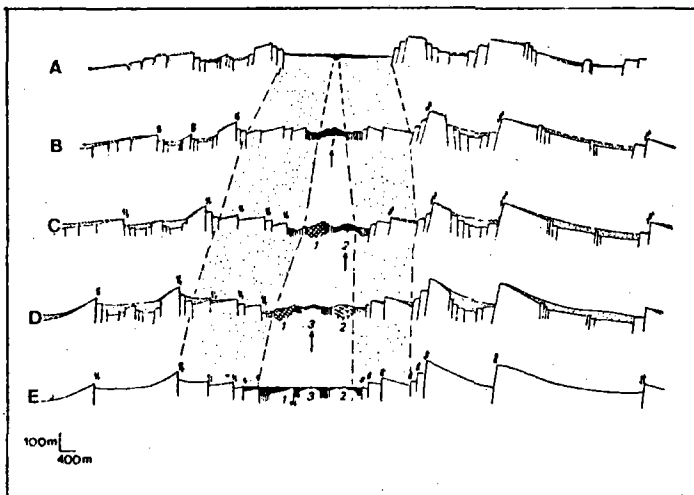


Figure 23 : Evolution de la dorsale Est Pacifique à 21°N.
 A : ennoyage de la zone axiale par des laves fluides
 B, C, D : construction des volcans fissuraux par sauts d'axe
 E : ennoyage partiel des reliefs par des laves fluides, d'après Rangin et Franche-
 teau (1981).

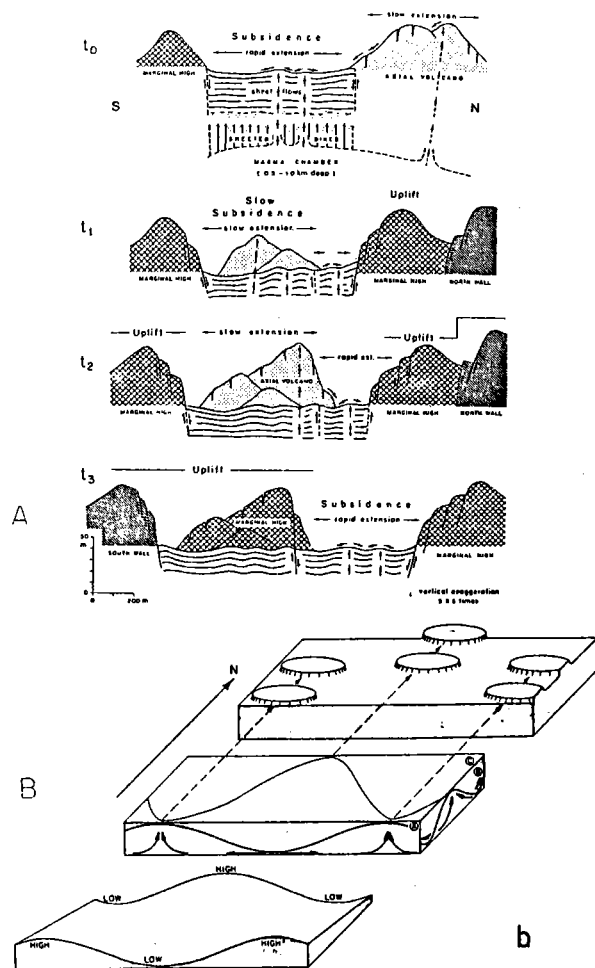
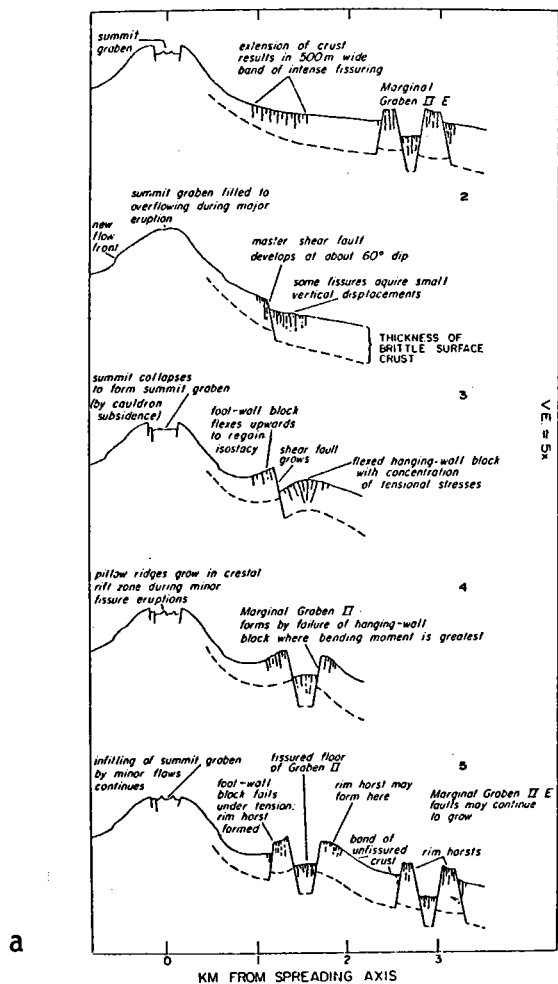


Figure 24 : a) Modèle de Lonsdale (1977). Un cycle volcano-tectonique est responsable de la construction de la morphologie axiale. Cette morphologie est par la suite détruite ou modifiée par une tectonique hors axe située entre 1 et 2 km de l'axe, d'après Lonsdale, 1977.

b) Modèle de Van Andel et Ballard (1979) (A) et de Crane (1978) (B) d'après Crane (1979).

A : la construction de la morphologie axiale s'effectue par sauts d'axe successifs créant des reliefs détruits par la remontée des murs de part et d'autre de l'axe.

B : onde sinusoïdale créée par une intrusion mantellique. Les décalages des reliefs sont expliqués par cette onde.

due à une augmentation de la pression magmatique dans les conduits axiaux (Whitmarsh et Laughton, 1976). Cette période dure de 100 à 1000 ans pour les dorsales lentes (Stakes *et al.*, 1984). Cette période de construction est suivie d'un effondrement équivalent à celui d'une caldera de volcan (fig. 22a, 24a) (Whitmarsh et Laughton, 1976 ; Lonsdale, 1977), accompagné d'un démantèlement du matériel volcanique qui pourrait durer 10000 à 100000 ans (Stakes *et al.*, 1984).

Les modèles s'appuyant sur l'activité volcanique uniquement présentent différentes cyclicités :

- un cycle volcanique avec une période d'émission et une période de repos (Bryan et Moore, 1977 ; McDonald et Luyendick, 1977) ;
- ou des épisodes volcaniques successifs d'ampleur variée (Normark, 1976 ; Ballard et Van Andel, 1977) ;
- ou la représentation du volcanisme par une succession de différents types morphologiques de laves (laves en coussins et laves fluides) (Cyamex, 1981 ; Ballard *et al.*, 1981 ; Lichtman et Eissen, 1983), pouvant être relié à des causes profondes (Lichtman et Eissen, 1983 ; Patriat, 1983).
- ou enfin, une activité volcanique continue avec une émission de laves en surface à des emplacements variables dans le temps, suite à des sauts d'axes successifs (fig. 22b et 23) (Ramberg *et al.*, 1977 ; Ballard et Van Andel, 1977 ; Van Andel et Ballard, 1979 ; Patriat, 1983 ; Rangin et Francheteau, 1981). Crane (1979) relie ces sauts d'axe et les émissions volcaniques qui s'en suivent à la propagation d'une onde asthénosphérique se propageant le long de l'axe (Crane, 1978) (fig. 24 b).

Tous ces auteurs font appel ensuite à une tectonique hors axe pour construire la morphologie de la dorsale, les reliefs structurés à l'axe étant détruits lors de cette phase. Elle se manifeste par une activité en horsts et grabens (fig. 24a) (Lonsdale, 1977 ; Cyamex, 1981 ; Ballard *et al.*, 1981), ou par une remontée des murs (fig. 22, 24b) (Whitmarsh et Laughton, 1976 ; Ballard et Van Andel, 1977 ; Ramberg *et al.*, 1977 ; Van Andel et Ballard, 1979 ; Patriat, 1983), ou encore par un basculement des blocs (fig. 23) (Rangin et Francheteau, 1981).

3 - Les modèles cycliques des grandes structures

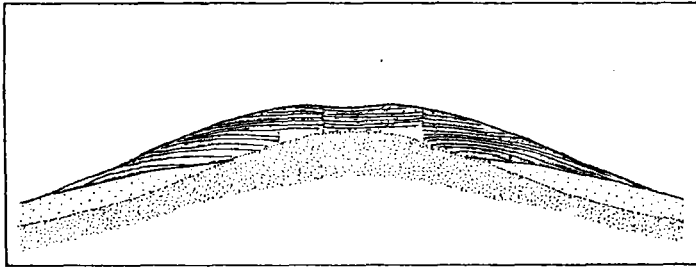
Ces modèles tentent d'expliquer la morphologie de l'ensemble de la dorsale. Pour l'un, la structuration la plus importante s'effectue hors axe (Van Andel, 1968), pour les autres, les reliefs créés à l'axe sont conservés (Klitgord et Mudie, 1974 ; Lewis, 1979 ; Il In, 1982). Tous ces modèles concernent des régions différentes : la dorsale médio-atlantique (Van Andel, 1968), la dorsale des Galapagos (Klitgord et Mudie, 1974) et la dorsale Est-Pacifique à 23°N (Lewis, 1979).

Pour Van Andel (1968) trois phénomènes sont responsables de la morphologie de la dorsale :

1. plusieurs épisodes volcaniques créent un relief en arche au niveau de la dorsale (fig. 25 a) ;
2. ce dôme subit ensuite une tectonique de 100 à 500 km de l'axe créant les failles à regard externe (fig. 25 b) ;
3. la dernière phase structure la partie axiale par une remontée de l'ensemble de la partie centrale (crête) due à une intrusion importante sous l'axe et à un effondrement de l'axe créant le rift (fig. 25 c).

Un métamorphisme régional accompagne l'ensemble, puis le cycle recommence par un volcanisme important (Van Andel, 1968). Les autres modèles sont fondés sur l'hypothèse que les reliefs sont construits à l'axe et subsistent ensuite. Certains font appel à des épisodes volcaniques d'intensité variable, périodiques dans le temps (fig. 26), dus à la propagation d'une onde le long de l'axe -les failles transformantes seraient des barrières à cette propagation (Lewis, 1979) . D'autres proposent un cycle volcanotectonique commençant par une phase volcanique constructionnelle (Klitgord et Mudie, 1974) accompagnée d'un bombement général dû à une intrusion profonde (Klitgord et Mudie, 1974 ; Il'In, 1982), suivie de la formation de la vallée axiale par subsidence des blocs le long de failles normales (Klitgord et Mudie, 1974 ; Il'In, 1982). Une nouvelle intrusion profonde peut provoquer un basculement des blocs suivi d'émission de laves à l'intérieur de la vallée (Klitgord et Mudie, 1974).

Ces modèles cycliques des grandes structures impliquent que la morphologie axiale n'est pas stable dans le temps et s'opposent ainsi à tous les modèles précédents.



a

Figure 25 : Modèle de Van Andel (1968).

- a) émission de basalte durant une phase constructive
- b) structuration de la croûte océanique résultant de l'extension pendant une phase de quiescence du volcanisme
- c) formation des structures du domaine central.

b

c

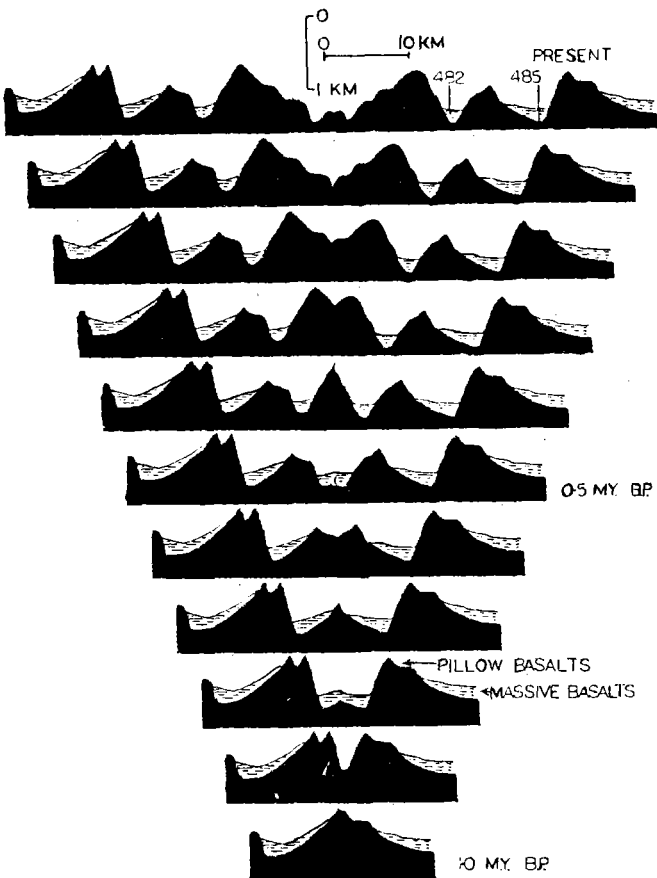
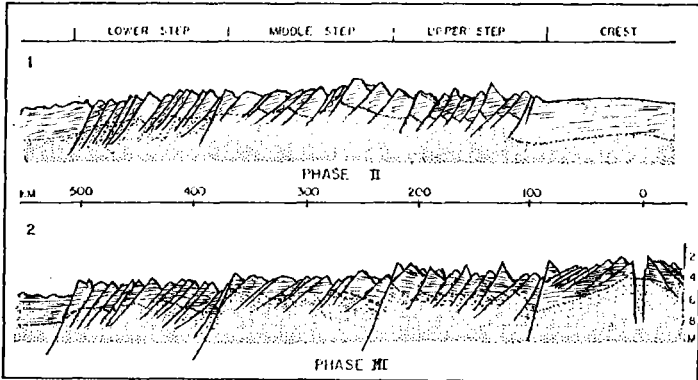


Figure 26 : Modèle de Lewis (1979). Reconstruction bathymétrique avec les sédiments de l'histoire de la croûte océanique à 23°N (Ride Est Pacifique). Les variations de relief seraient dues au fonctionnement puis à l'arrêt du volcanisme.

III - PROBLEMES SUBSISTANTS

1 - Les concepts de base des modèles

Les modèles se classent en deux grandes catégories :

- ceux fondés sur le concept de Ménard (1967),
- les autres considérant une morphologie de la dorsale variable dans le temps.

a - les modèles statiques et cycliques des petites structures

Ces modèles s'appuient sur la constance de la morphologie de la dorsale, sur une échelle de 10 km, au cours du temps et sur la relation de la forme du domaine axial avec le taux d'expansion (Menard, 1967). Les événements tectoniques et volcaniques qui ont lieu à l'axe même, ne créent que des reliefs secondaires de petites dimensions (0,5 à 2 km de large), qui sont en grande partie oblitérés par la tectonique hors axe, se situant autour de 1 à 2 km pour les dorsales rapides et 5 à 15 km pour les dorsales lentes.

De plus, chaque modèle repose sur différents concepts propres à son élaboration. Ces concepts sont :

- la présence sous l'axe d'un conduit de dimensions mal précisée, associée à un synchronisme le long de l'axe des venues magmatiques (modèles viscodynamiques)
- l'existence d'une chambre magmatique, qui peut subir un mouvement ascendant (le concept de l'intrusion mantellique)
- la possibilité d'un réajustement isostatique à petite longueur d'onde (< 10 km) et d'un basculement de blocs importants (> 10°) (le concept de l'élasticité crustale)
- la liaison entre la dimension des zones d'accrétion et d'extension avec le taux d'expansion, et la constance de cette dimension dans le temps (modèles d'accrétion - extension).

b - les modèles cycliques des grandes structures

Pour Van Andel (1968), la morphologie de la dorsale se construit encore à 500 km de l'axe. Lewis (1979) ne considère que l'activité volca-

nique dans son modèle. Enfin Klitgord et Mudie (1974) et Il'In (1982) ne s'appuient sur aucune démonstration pour évoquer leurs modèles. Ils ne l'émettent d'ailleurs qu'à titre très hypothétique. Toutefois, ces idées sont à retenir, car elles expliqueraient d'une manière simple la morphologie générale de la dorsale.

2 - Les problèmes soulevés

Plusieurs problèmes sont soulevés par les concepts utilisés pour élaborer ces modèles.

- Est-ce que la morphologie axiale des dorsales (> 10 km) est stable dans le temps ?
- Existe-t-il une relation entre le taux d'expansion et la forme du domaine axial ? et l'amplitude des phénomènes ?
- Les reliefs créés à l'axe sont-ils conservés ensuite ?
- Où se situe l'activité volcanique ? l'activité tectonique ?
- La largeur de ces domaines est-elle fonction du taux d'expansion ?
- Est-elle constante dans le temps ?
- Existe-t-il une chambre magmatique sous l'axe des dorsales ?
- Peut-elle être en mouvement ?
- Le conduit magmatique amenant la lave à la surface peut-il avoir une influence sur la morphologie ? Quel serait la dimension de celui-ci ?
- Les activités tectonique et volcanique le long de l'axe sont-elles synchrones ?
- Quelle est la signification des variations morphologiques du domaine axial ?
- Existe-t-il un réajustement isostatique de petite longueur d'onde (< 20 km) sur les dorsales ?
- Existe-t-il un basculement des blocs ? de quelle amplitude ?
- Comment réagit la croûte océanique à l'expansion ?

Chaque concept utilisé pour l'élaboration des modèles présentés demande à être conforté par des observations. Le travail qui suit va faire la synthèse des données bathymétriques et structurales existantes dans la littérature sur les dorsales, ajoutées aux données nouvelles

obtenues lors de campagnes récentes. De plus, en prenant en considération les données bibliographiques sur la structure interne de la croûte à l'axe des dorsales et quelques données géochimiques sur la croûte océanique, quelques éléments de réponses aux questions précédemment soulevées pourront être donnés.

CHAPITRE SECON D

LES DORSALES A TAUX D'EXPANSION RAPIDE (> 9 CM/AN)

L'exemple de la dorsale Est-Pacifique de la zone de fracture
Rivera (19°N) à 22°S

I - GENERALITES

1 - Début de fonctionnement de la dorsale Est-Pacifique

La dorsale Est-Pacifique correspond à la frontière divergente des plaques Cocos, Pacifique et Nazca. La dorsale actuelle fonctionne depuis environ 11 M.A., quelques changements d'orientation mineurs l'ayant légèrement modifiée par la suite (Rea, 1976 ; Mammerickx et Klitgord, 1982). Au Nord, elle correspond au dernier réarrangement des plaques Pacifique-Cocos (fig. 42). La ride des "Mathématiciens" est la dorsale fossile, ayant fonctionné entre 12,5 M.A. et 3,5 M.A. Elle s'est éteinte du Sud vers le Nord ; la dorsale active au Nord de la zone de fracture Rivera correspond à l'extrémité nord de cette ancienne dorsale (Mammerickx et Klitgord, 1982 ; Klitgord et Mammerickx, 1982 ; Zonenshayn et al., 1984). L'arrêt de fonctionnement d'une dorsale et le transfert de l'activité à une autre dorsale s'effectue progressivement, avec une modification continue de la géométrie des deux dorsales (Malahoff et Handschumacher, 1971 ; Mammerickx et Sandwell, 1986). Ce transfert est appelé "saut de dorsale" (Herron, 1972 ; Anderson et Sclater, 1972 ; Klitgord et Mammerickx, 1982).

L'arrangement actuel de la dorsale Est-Pacifique au Sud du point triple des Galapagos (liaison de trois dorsales), dure depuis 10 M.A. (Lonsdale, 1977 ; Mammerickx et al., 1980). La ride "Galapagos" ("Galapagos Rise") et la ride "Mendoza" sont les dorsales fossiles, séparées de 1300 km et à près de 3000 km de la dorsale actuelle (Anderson et Sclater, 1972 ; Rea, 1976 ; Mammerickx et al., 1980).

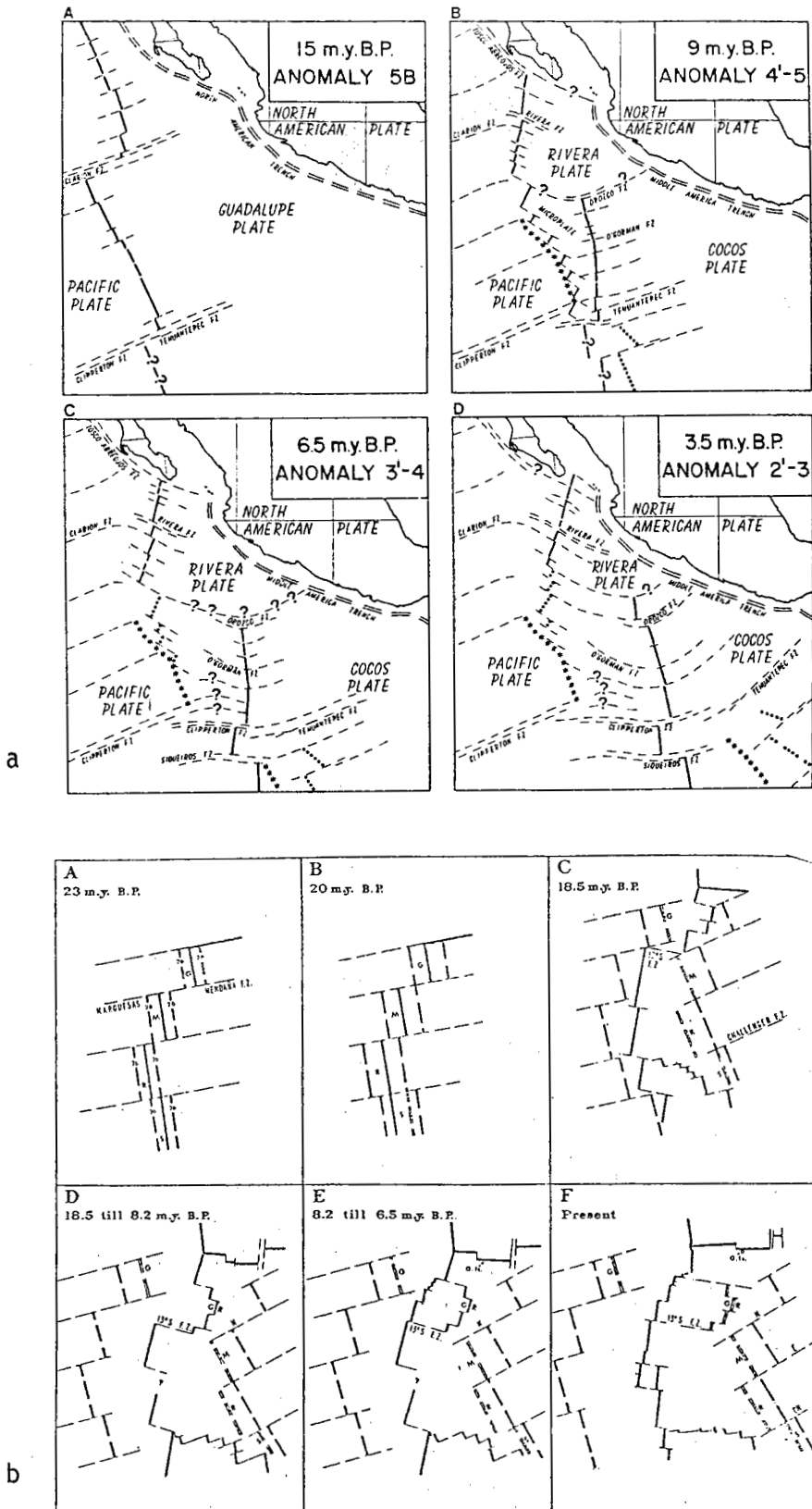


Figure 27 : Evolution cinématique dans le Pacifique Nord (a) (d'après Klitgord et Mammerrickx 1982) et dans le Pacifique Sud (b) (d'après Mammerrickx et al. 1980). Ces schémas montrent les sauts de dorsales ayant affecté les différentes plaques.

La dépression de Bauer se situe entre la dorsale actuelle et la ride "Galapagos", à 900 km de la dorsale Est-Pacifique (Anderson et Sclater, 1972). Ainsi, les sauts de dorsale du Nord au Sud semblent synchrones, correspondant également à l'ouverture du Golfe de Californie (Anderson et Sclater, 1972). Ces sauts sont de 600-700 km au Nord et de 800-900 km au Sud (Klitgord et Mammerickx, 1982 ; Mammerickx et Sandwell, 1986).

2 - Taux d'expansion

La dorsale Est-Pacifique possède un taux d'expansion rapide allant de 9 cm/an à 15°N à 18 cm/an au voisinage de l'île de Pâques (27°S) (Menard, 1967 ; Rea, 1975 ; Lonsdale, 1977 ; Klitgord et Mammerickx, 1982 ; McDonald, 1982). Lonsdale (1977) qualifie la dorsale au Sud du point triple des Galapagos de dorsale ultra-rapide. Dans ce travail, il ne sera pas tenu compte de cette distinction. De façon plus précise, le secteur de 8°N à 17°N qui sera détaillé dans ce travail, possède un taux d'expansion moyen jusqu'à l'anomalie 3 à 16°20'N de 8,56 cm/an (fig.28) -calculé à partir de l'échelle d'inversion de Mankinen et Dalrymple, 1979 (annexe 1)- à 12°38'N, il est de 10,2 cm/an jusqu'à l'anomalie J, et de 11,5 cm/an à 8°45'N (Lonsdale et Spiess, 1980).

3 - Morphologie générale

La ride Est-Pacifique, sur des coupes transverses à l'axe, présente un relief peu accentué. L'amplitude des dénivelés entre les crêtes et les dépressions est de 100 à 500 m (fig.29) (Menard et Mammerickx, 1967 ; Rea, 1975, 1976 ; Lonsdale, 1977).

Le domaine axial a la forme d'un dôme de 300 m de haut sur 15 à 20 km de large, de 9°S à 20°S (Rea, 1976, 1978), ainsi qu'entre 17°N et 11°N (Anderson et Noltimier, 1973). Il est constitué de horsts et de grabens dont le dénivelé maximum est de 100 m (Lonsdale, 1977). Les escarpements sont à vergence interne ou externe. Le sommet du dôme axial est parfois entaillé d'un graben d'une cinquantaine de mètres de profondeur comme à 3°25'S (Lonsdale, 1977) ou à 13°N (Francheteau et

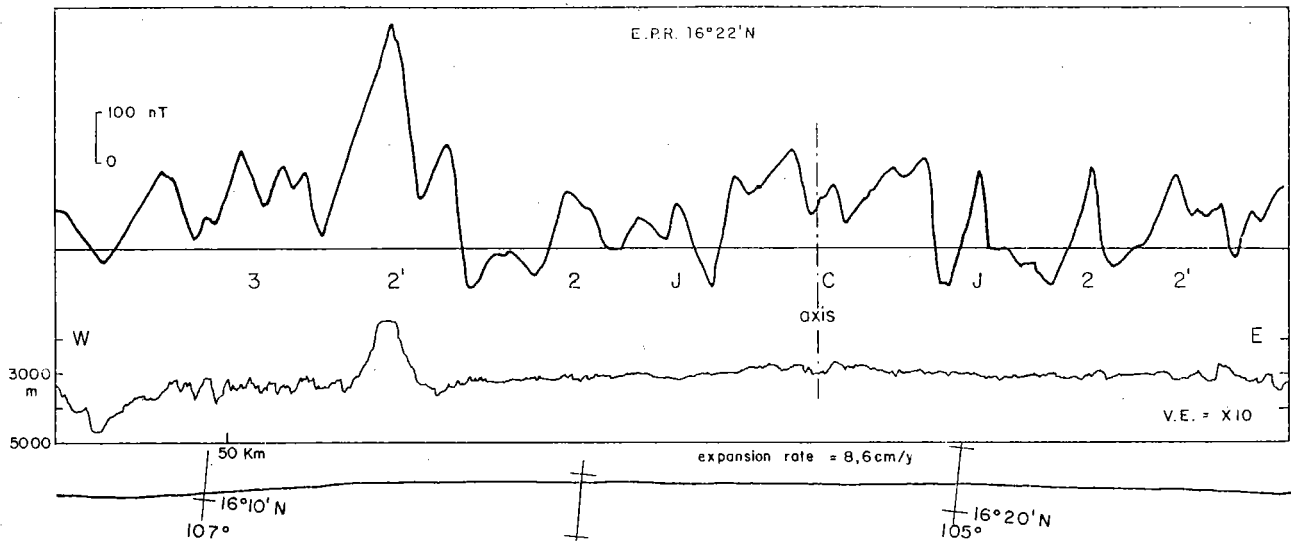


Figure 28 : Profil bathymétrique et magnétique transversal à la dorsale. Le profil au-dessous montre la route suivie par le bateau. L'axe est légèrement décalé vers l'Ouest de l'anomalie centrale impliquant un léger taux asymétrique (Campagne NIXO).

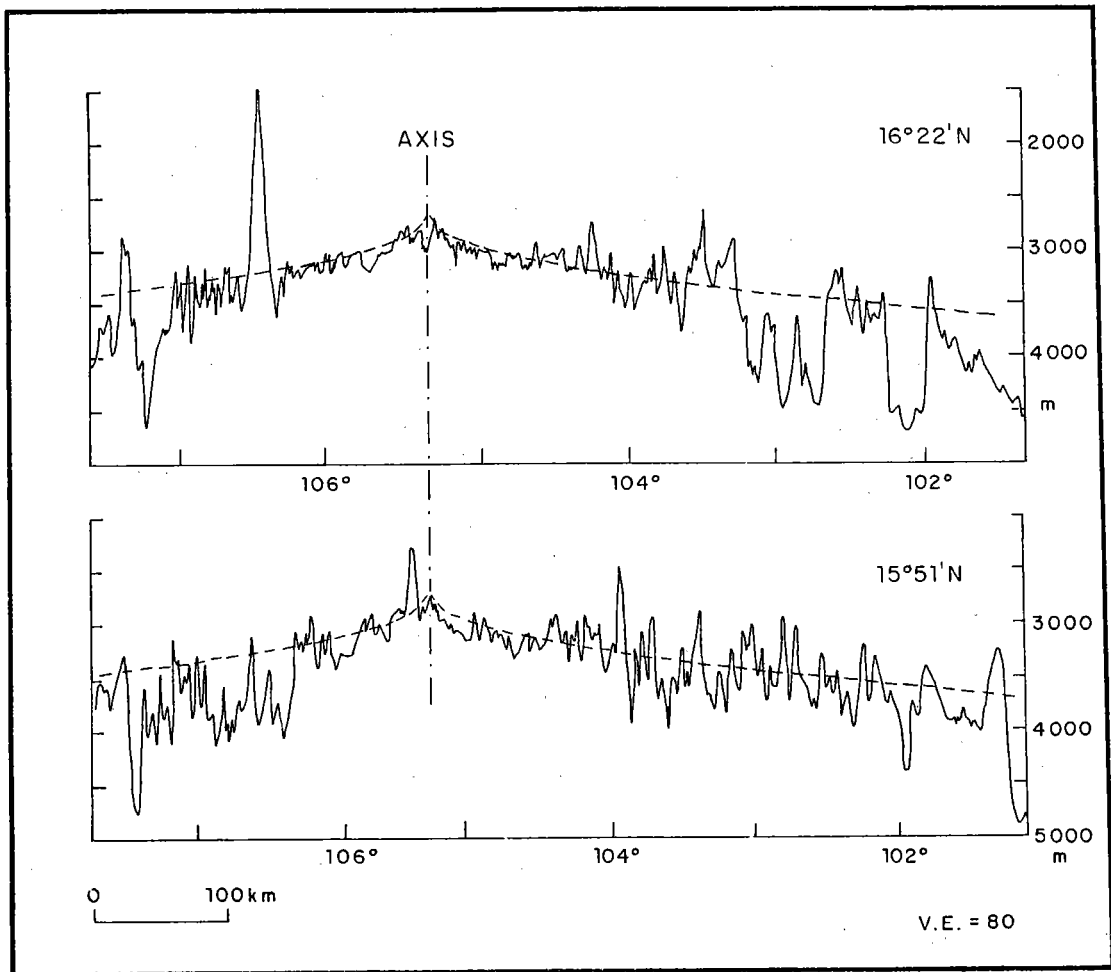


Figure 29 : Profils bathymétriques sur une très grande distance de l'axe qui montrent une augmentation des dénivelés lorsque l'on s'éloigne à plus de 100 km de la dorsale. A noter le changement morphologique de l'axe entre les deux profils (campagnes NIXO 40 et 41).

Ballard, 1983) ou est caractérisé par l'absence de structure d'effondrement à son sommet (à 20°S) (Francheteau et Ballard, 1983). Les crêtes situées sur les flancs de la dorsale s'alignent parallèlement à ce domaine axial.

L'axe de la dorsale Est-Pacifique est caractérisé par une linéarité remarquable que certains auteurs attribuent à la valeur du taux d'expansion (Searle, 1984).

4 - Distances entre zones de fracture et morphologie longitudinale de l'axe

a - distances entre zones de fracture

La dorsale Est-Pacifique entre 20°N et 22°S est segmentée par neuf zones de fracture et le point triple des Galapagos (Forsyth, 1972 ; Stover, 1973). La distance entre les zones de fracture varie de 200 à 850 km environ (tableau 3). Au Sud de 22°S, la microplaque "Ile de Pâques", et, encore plus au Sud, la microplaque "Juan Fernandez", correspondent à des plaques encadrées par deux systèmes d'accrétion orientés grossièrement Nord-Sud, reliés entre eux par des zones de fracture (Herron, 1972 ; Handschumacher *et al.*, 1981 ; Pilger et Handschumacher, 1981 ; Engeln et Stein, 1984 ; Hey *et al.*, 1985 ; Schilling *et al.*, 1985 ; Anderson et Fontance, 1986).

Les décalages horizontaux de la dorsale au niveau des zones de fracture varient de 30 à 500 km (tableau 3). La distance séparant les deux axes d'accrétion est de 360 km pour la microplaque "Ile de Pâques" et de 330 km pour celle de "Juan Fernandez",

b - morphologie longitudinale de l'axe

Le long de l'axe, entre les zones de fracture (fig. 30) les profondeurs varient de 500 m maximum. Elles passent de 2500 m autour de 11°N et 5°S à 3000 m au niveau du point triple des Galapagos. La dorsale au Sud de la microplaque "Ile de Pâques" a une profondeur moyenne de 2300 m, profondeur inférieure de 200 m à tout le reste de la dorsale (fig. 30).

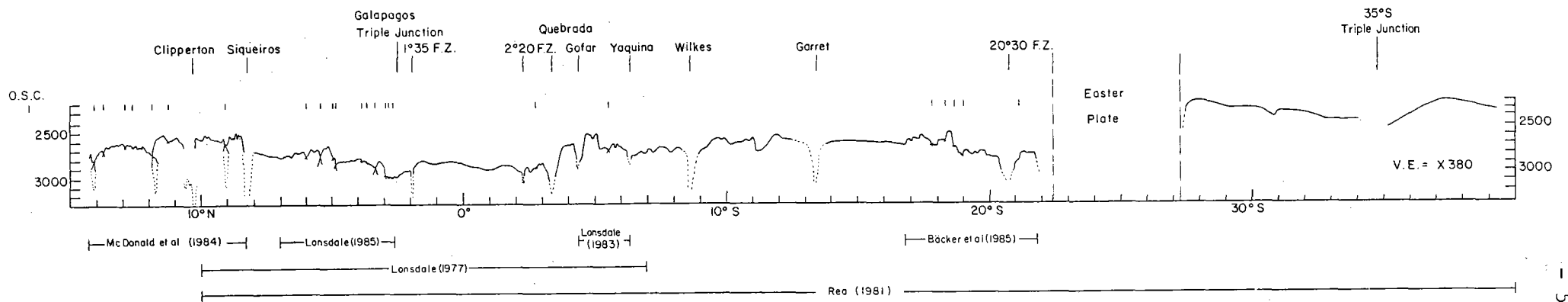


Figure 30 : Profil bathymétrique longitudinal à l'axe. Compilation des profils des auteurs cités. A remarquer les petites longueurs d'onde de 100 à 200 km et les grandes longueurs d'onde (> 1000 km) entre 15°N et 0° et entre 0° et 20°S. Le point triple des Galapagos correspond à une dépression. Au Sud de 25°S, la dorsale est beaucoup plus élevée.

La morphologie longitudinale est hachée par des dépressions dues à la présence de zone de fracture ou de structures de relais d'axe nommés "O.S.C. : Overlapping Spreading Centers" (McDonald et Fox, 1983) (dans ce travail, le terme "O.S.C." est employé pour simplifier la terminologie). Une forme en dôme apparaît ainsi, nommée "haut topographique" par Francheteau et Ballard (1983). Ces "hauts topographiques" sont des segments de dorsales de longueur variant entre 40 et 250 km environ, interprétés par certains auteurs comme la manifestation superficielle de la présence des chambres magmatiques (Ballard et Francheteau, 1982 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Crane, 1985).

5 - Structure interne

Il est communément admis que la lithosphère océanique se compose de différentes couches stratiformes. Les cortèges ophiolitiques assimilés à des morceaux de lithosphère océanique (Brunn, 1959) en offrent une coupe stratigraphique : basalte, dyke, gabbros, cumulat et ultramafiques (Harrison et Bonatti, 1981 ; Mevel, 1984). Chacune de ces couches est caractérisée par des vitesses sismiques différentes (Kempner et Gettrust, 1982), ce qui permet ainsi de les identifier sous les océans par la sismique réfraction. La sismique réflexion, quant à elle, révèle des réflecteurs sismiques dus à une forte variation d'impédance acoustique relative à une variation de vitesses sismiques. Les résultats obtenus sont nombreux et variés, plusieurs interprétations étant possibles sur un même profil, que ce soit en sismique réfraction ou en sismique réflexion.

a - la sismique réfraction

. *Données générales*

En 1980, Spudish et Orcutt font le point sur les différentes vitesses de propagation d'ondes sismiques qui sont attribuées aux différentes couches. La couche 2 (basaltes) est une région où les vitesses augmentent rapidement avec la profondeur. Cette couche, de moins de 1 km d'épaisseur, se décompose en trois sous-couches 2 A, 2 B et 2 C, dont les vitesses

passent de 4 à 5,9 km/s. La couche 3 ("dykes" et gabbros) atteint une épaisseur de 4 à 5,5 km avec une vitesse uniforme de 6,9 km/s environ. La zone de "dyke complex" correspond en fait à une zone d'augmentation de la vitesse qui devient plus uniforme ensuite. La zone de transition croûte-manteau (le Moho) varie de 0 à 3 km d'épaisseur, et correspond à la limite gabbros-cumulats avec les ultramafiques. La vitesse dans le manteau supérieur est d'environ 7,8 à 7,9 km/s. Les auteurs précisent que la couche 3 devient plus homogène loin de l'axe. Le Moho s'exprime de façon plus claire également.

. *Données sur la dorsale Est-Pacifique*

L'épaisseur des couches semble varier avec l'âge de la croûte (Goslin *et al.*, 1972). La couche 2 reste constante, tandis que l'épaisseur de la couche 3 peut atteindre 14 à 21 km sur les flancs de la dorsale (Bratt et Solomon, 1984). Sous l'axe (à 9°N, 11°N et 13°N) des zones à faibles vitesses sismiques sont interprétées de deux façons. Elles sont relatives à la présence d'une chambre magmatique large de 4 à 12 km et peu profonde (de 1 à 3 km sous le plancher océanique) (Rosendahl, 1976 ; Orcutt *et al.*, 1984 ; McDonald, 1982, 1984 ; Mc Clain *et al.*, 1985) ou à la présence de circulation hydrothermale dans la croûte (Lewis et Garmany, 1982 ; Lewis, 1983 ; Bratt et Solomon, 1984).

Cette deuxième hypothèse est renforcée par les mesures de la porosité dans le forage 504 B au large du rift de Costa Rica (Williams *et al.*, 1986). Les auteurs montrent que la porosité est de 14 % dans la couche 2 A, diminue à 9 % entre 400 et 500 m de profondeur, à 8 % jusqu'à 800 m (couche 2 B) et tombe à 3 % entre 800 et 900 m. La porosité de la couche 2 C est de 2 % jusqu'à 1300 m. La sismique montre que la variation de vitesse la plus importante a lieu dans les 500 premiers mètres (Mc Clain *et al.*, 1985).

La chambre magmatique serait, dans cette deuxième hypothèse, très réduite en dimension (1 km maximum de largeur) et profonde (aux alentours de 4 à 6 km sous l'axe) (Lewis et Garmany, 1982 ; Lewis, 1983 ; Bratt et Solomon, 1984). La profondeur de la discontinuité de Mohorovicic varierait de 5 à 9 km sous l'axe (Rosendahl *et al.*, 1976 ; Lewis, 1983).

d - la sismicité

Peu ou pas de séismes (Stover, 1973 ; Francis, 1974 ; Bergman et Solomon, 1984) ont été repérés sur l'axe de la dorsale Est-Pacifique, à l'exception du point triple des Galapagos. Par contre, il existe quelques séismes situés hors axe, à environ 200 km de part et d'autre de l'axe, dont l'étude des mécanismes au foyer montre un fonctionnement en failles normales ou en failles inverses (Bergman et Solomon, 1984 ; Wiens et Stein, 1984). Ces séismes ne sont pas associés à des zones de fractures. Ils correspondent donc à des mouvements extensifs ou compressifs intraplaques.

II - MORPHOLOGIE TRANSVERSE A L'AXE

La dorsale Est-Pacifique présente des rides et des dépressions approximativement parallèles à l'axe. Une étude détaillée des profils bathymétriques permet d'en préciser la forme et la nature.

1 - La morphologie hors axe

a - échelle régionale

La morphologie de la ride Est-Pacifique est caractérisée par des dénivelés peu importants, de 300 m maximum entre les sommets et les dépressions adjacentes. Seule une exception se présente à 5°07'N (fig. 35) où un dénivelé de plus de 500 m existe à l'Ouest de l'axe. Cette morphologie peu prononcée se retrouve sur environ 100 km de part et d'autre de l'axe (fig. 33). Au-delà, des dénivelés de l'ordre de 500 à 800 m se rencontrent, que ce soit à 16°N ou à 7°S.

Sur les coupes de 4°N et 18°N, les mêmes particularités se présentent. De façon générale, les reliefs ont une pente douce externe et un flanc raide à regard interne (tourné vers l'axe). Quelques escarpements à regard externe existent, mais sont moins fréquents.

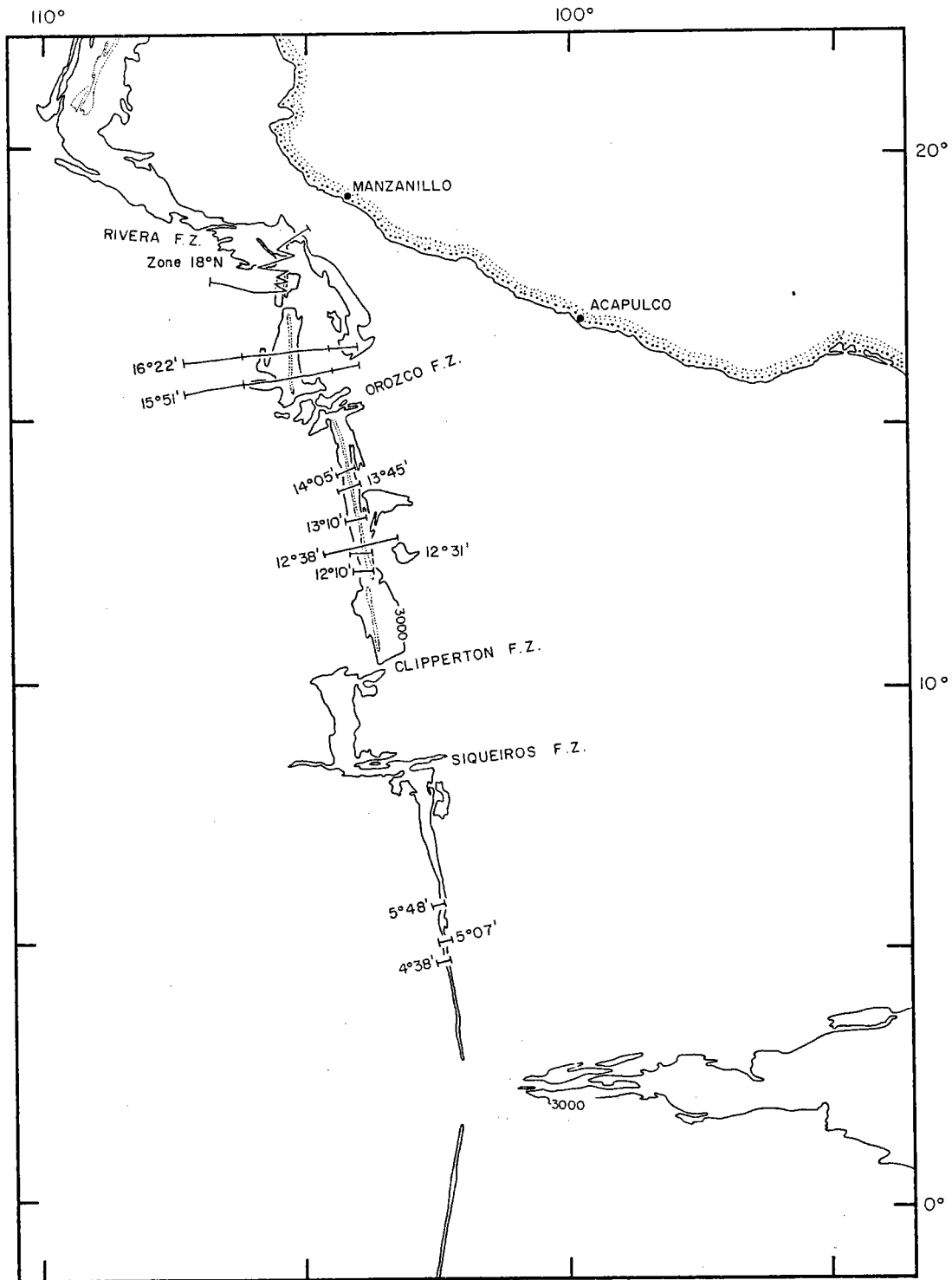


Figure 32 : Plan de position des profils bathymétriques utilisés. La carte est tirée de GEBCO.

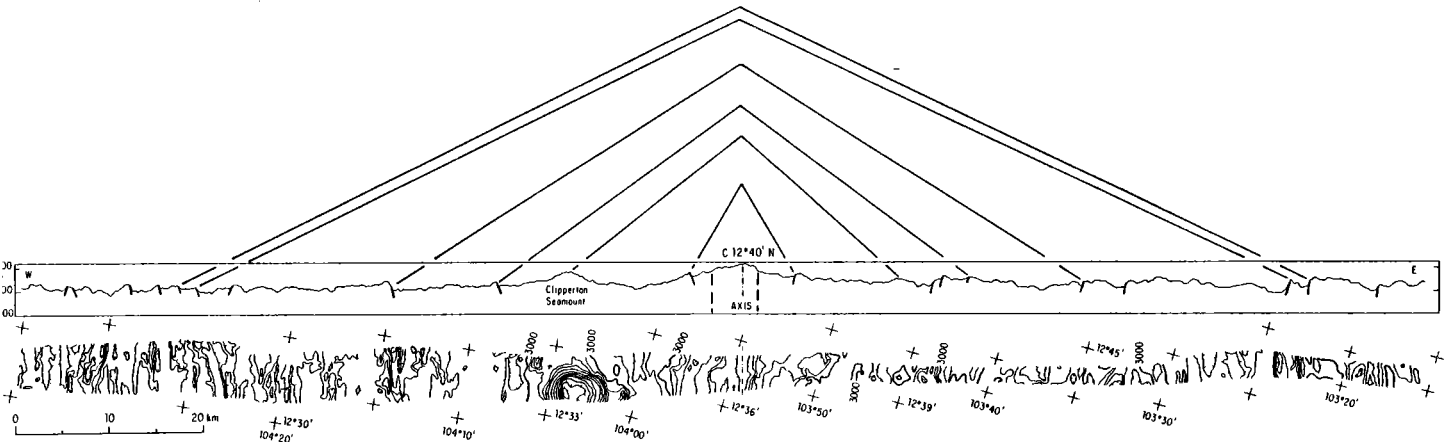


Figure 33 : Profil bathymétrique (faisceau central et profil Seabeam) à $12^{\circ}40'N$ transverse à l'axe de la dorsale Est Pacifique. Les pentes à regard interne, raides, correspondent à des failles. Les lignes en triangle représentent les symétries, par rapport à l'axe, des structures et du mont Clipperton (C = campagne Clipperton) (E.V. = 5).

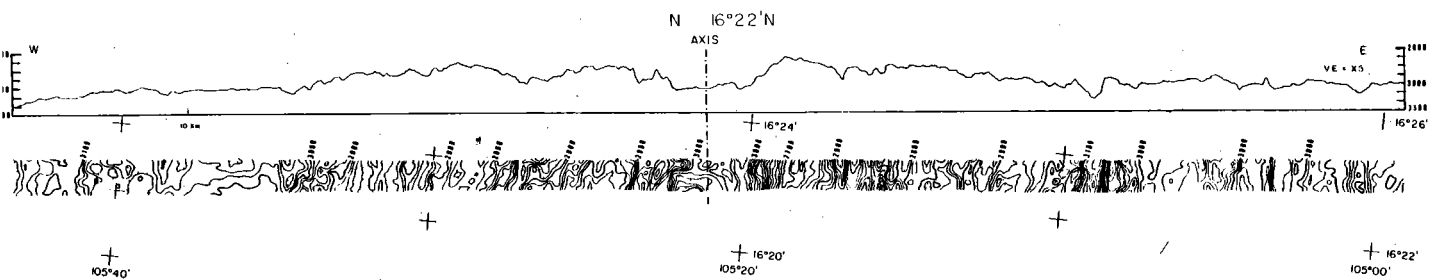


Figure 34 : Profil bathymétrique Seabeam à $16^{\circ}22'N$ transversal à l'axe de la dorsale Est Pacifique. Ce profil signale la présence d'un graben axial. (N = campagne Nixo) (E.V. = 5).

Un autre fait frappant est la symétrie des structures, par rapport à l'axe, visible sur certaines coupes (16°20'N, 12°40'N et 4°30'N) (fig. 33). Cette symétrie se caractérise par la présence d'escarpements à regard interne et par des sommets à la même profondeur, à une distance équivalente de l'axe, compte tenu de la légère asymétrie dans le taux d'expansion.

Sur la coupe 12°40'N (fig. 33), cette symétrie existe également pour le mont sous-marin "Clipperton" situé à 18 km à l'Ouest de l'axe. Une structure circulaire, présente à égale distance de l'axe, mais du côté opposé (à l'Est) semble correspondre à l'équivalent de ce mont. Cette structure, de taille inférieure à celle du mont Clipperton, a pu être formée à l'axe en même temps que son symétrique. L'expansion a ensuite séparé ces deux monts, des remontées volcaniques continuant à alimenter le mont Clipperton. Ainsi l'asymétrie dans la taille des structures serait due seulement à une activité hors axe. Un autre cas se présente à 8°45'N, où la présence de deux volcans, symétriques par rapport à l'axe et de dimensions équivalentes (Lonsdale et Spiess, 1979), montrent que l'activité volcanique peut continuer hors axe, symétriquement par rapport à celui-ci.

Etant donné ces caractères généraux, trois questions se posent : quelle est la nature des reliefs à regard interne et externe ? ces reliefs sont-ils construits en dehors de la zone axiale, ce qui impliquerait une continuité de l'activité tectonique et volcanique hors axe ? quelle est la signification de la symétrie des structures ?

b - morphologie détaillée

Pour répondre aux deux premières questions, une coupe a été effectuée avec le submersible CYANA (CY 82-11), en dehors de l'axe, et perpendiculairement à celui-ci. Cette plongée se situe autour de 14°20'N, où l'axe est à environ 2800 m de profondeur. Mal positionnée, cette plongée a suivi un cap 270 pendant tout son trajet. La fin de la plongée se situe à 2820 m de profondeur, ce qui laisse supposer que l'axe se trouvait à une distance maximum d'environ deux kilomètres.

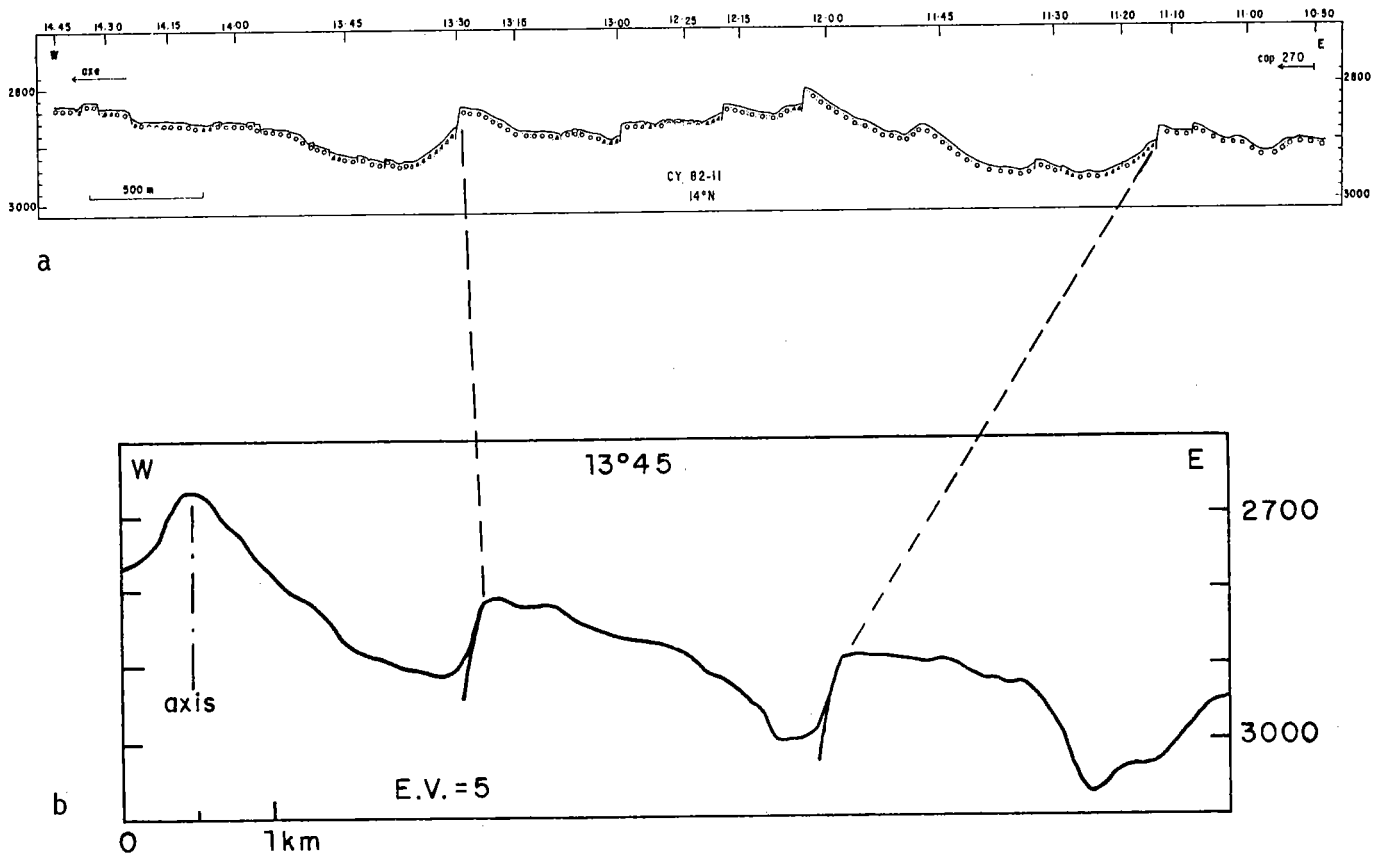


Figure 36 : a) Profil bathymétrique et description géologique de la plongée CY 82-11 (campagne CYATHERM), autour de $14^{\circ}20'N$. Située à l'Est de l'axe, cette plongée a suivi un cap 270. La fin de cette plongée arrive à environ 1 à 2 km de l'axe. Cette coupe donne une réalité terrain aux pentes externes (construites) et aux pentes internes (faillées) (E.V. = 2) (les cercles = laves en coussins, les triangles = éboulis, les demi-cercles = laves lobées, les pointillés = sédiments).
b) Corrélation de la coupe plongée avec un profil bathymétrique (faisceau central du Seabeam) et interprétation de celui-ci (E.V. = 5).

La coupe commencerait ainsi à une distance de 6-7 km de l'axe. L'épaisseur de la couverture sédimentaire diminue en se rapprochant de l'axe. A 6-7 km, celle-ci laisse encore apparaître les sommets de lave en coussins. L'épaisseur maximum des sédiments peut être ainsi estimée à 1 mètre environ. Etant donné la faible épaisseur sédimentaire, la morphologie observée est caractéristique de la surface de la croûte océanique. Les pentes douces correspondent à des constructions volcaniques formées presque exclusivement de laves en coussins. Seuls deux replats (à 12^h25 et 14^h15) sont recouverts de laves lobées. Ces pentes ont toutes un regard externe. Les pentes raides, à regard interne, sont des failles normales. La hauteur du cône d'éboulis (à 13^h30 par exemple) laisse supposer que le rejet de cette faille peut atteindre une centaine de mètres. Toutes les failles à regard interne ont entre 10 et 50 m de rejeu en général. En se rapprochant de l'axe, existent quelques failles à regards externes dont le rejet maximum est d'une vingtaine de mètres. Aucune faille active n'a été observée pendant cette plongée. Les sédiments recouvrant les cônes d'éboulis témoignent d'une mise en place assez ancienne.

c - relation observations fond - profil bathymétrique

Avec les observations effectuées lors de la plongée CY 82-11, la relation qui peut exister entre la morphologie observée sur les coupes bathymétriques, et l'interprétation que l'on peut en donner, est la suivante : en général les pentes douces, à regard externe, sont dues à des constructions volcaniques. Les pentes abruptes, à regard interne, sont dues à la présence de failles normales, ayant fonctionné à proximité de l'axe. Sur le tracé seabeam, les pentes douces se caractérisent par des courbes de niveaux lâches, avec un trajet sinueux, arrondi. Les failles, quant à elles, sont caractérisées par des courbes de niveaux serrées, linéaires, rectilignes sur une assez grande distance (quelques kilomètres). L'interprétation donnée par les coupes bathymétriques (fig. 36) est en grande partie fondée sur cette reconnaissance des failles.

d - le problème de la symétrie

La coupe effectuée par le submersible et la symétrie des structures existant sur certaines coupes bathymétriques Seabeam permettent de proposer une hypothèse raisonnable pour la construction des reliefs. Elle aurait eu lieu à l'axe, ou du moins très près de l'axe, et les reliefs auraient ensuite été conservés. Si cette construction ne s'est pas effectuée au même endroit et au même moment, il faut que les processus tectoniques hors axe qui engendrent les mouvements soient parfaitement identiques de chaque côté de l'axe, pour créer des reliefs symétriques. L'absence de symétrie, par contre, signifierait que des rejeux tardifs pourraient avoir lieu, ou que la construction de ces reliefs à l'axe ne serait pas effectuée de façon symétrique, ou encore que la migration des reliefs est asymétrique, avec la possibilité de petits sauts d'axe.

La zone tectonique active semble se situer dans un domaine de 1 à 2 km maximum de largeur de part et d'autre de l'axe. Certains auteurs la fixent entre 1 et 3 km et la considèrent stable dans le temps (Lonsdale, 1977d ; Choukroune *et al.*, 1984). Des données complémentaires dans le secteur 13°N (cf paragraphe V) permettront de mieux cerner ce problème. D'autre part, Lonsdale (1977d), pense que les reliefs issus de l'axe même sont complètement détruits par la tectonique hors axe (entre 1 et 3 km). Or, la présence de structures volcaniques (pentes douces) bien conservées loin de l'axe montre que des reliefs peuvent être issus de l'axe et conservés, considérant que l'activité volcanique n'a lieu qu'à l'axe même, comme cela sera vérifié dans les paragraphes suivants, les seules exceptions étant les volcans sous-marins intraplaques.

e - conclusion

Il n'existe pas d'activité tectonique et volcanique à plus de deux kilomètres de l'axe. Les pentes douces externes sont des reliefs construits, les escarpements à regards internes sont des failles normales. Enfin, la symétrie des structures sur certaines coupes suggère que les reliefs sont formés à l'axe et sont conservés. L'asymétrie montre que des complications peuvent apparaître.

2 - La morphologie axiale

a - aspect à grande échelle (2 à 20 km)

Une synthèse bibliographique fait apparaître plusieurs faits :

- le domaine axial est, de façon classiquement admise, constitué d'un dôme de 10 à 20 km de large, surélevé par rapport au reste du plancher océanique de 300 m (Anderson et Noltimier, 1973 ; Rea, 1976, 1978 ; Lonsdale, 1977d ; Lonsdale et Spiess, 1980)
- dans sa partie centrale, un dôme variant en dimension et en morphologie représente l'axe de la dorsale. Sa largeur varie de 2 km comme entre 18 et 22°S (Backer *et al.*, 1985), à 4 ou 5 km comme à 20°S et 3°25'S (Lonsdale, 1977d ; Francheteau et Ballard, 1983)
- la morphologie de cette partie centrale varie : elle peut être "triangulaire", en "dôme" ou "rectangulaire" (fig. 37), celle en "dôme" étant intermédiaire entre les deux autres (Lonsdale et Spiess, 1980 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Lonsdale, 1985).

Francheteau et Ballard (1983) relie cette morphologie et ces dimensions au taux d'expansion. Plus le taux est lent, moins le dôme axial est bien défini, c'est-à-dire moins haut et plus large. Une autre hypothèse est que la proximité du point triple des Galapagos accentuerait la morphologie (Searle et Francheteau, 1986).

Les 11 coupes disponibles pour ce travail (campagnes Searise, Clipperton et Nixo) (fig. 32) montrent que la variation de largeur et de dénivelé de la partie centrale est en fait plus importante que cela n'était admis précédemment. Ce domaine varie de 2 à 11 km de largeur et le dénivelé peut atteindre 600 m (à 15°51'N) (fig. 33 à 35). Cette variation est rapide dans l'espace comme de 12°21'N à 15°51'N, ou encore de 4°30'N à 5°07'N. Ceci pour des taux d'expansion équivalents. Ce domaine est peu marqué à 4°30'N par rapport à 5°07'N, où un dôme très accentué est présent. La variation de la morphologie ne semble ainsi pas dépendre du taux d'expansion ou de l'approche du point triple, les exemples de 4°30'N-5°07'N et 13°45'N-12°31'N démontrant l'inverse.

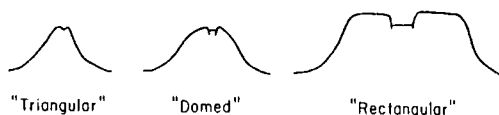


Figure 37 : Schémas de profils transverses à l'axe de la dorsale Est-Pacifique, d'après Macdonald *et al.*, 1984.

b - aspect à petite échelle (< 2 km)

Ce dôme central est parfois entaillé d'un graben (fig. 38) (Lonsdale, 1977d; Lonsdale et Spiess, 1980 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Bäcker *et al.*, 1985) qui correspond dans ce cas, à la zone d'activité volcanique la plus récente à laquelle est associé l'hydrothermalisme (Lonsdale, 1977d; Lonsdale et Spiess, 1980 ; McDonald, 1982 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; Hékinian *et al.*, 1983 a et b ; Bäcker *et al.*, 1985).

Il varie de 10 à 90 m de profondeur, et de 50 à 1000 m de largeur. L'absence complète de graben existe aussi comme à 13°45'N, 10°40'N ou 17°26'S.

Ainsi, existent tous les intermédiaires entre un dôme axial dépourvu de graben et un dôme accidenté d'un graben de l'ordre d'une centaine de mètres de profondeur. Le domaine axial à 16°20'N est un cas particulier. Une dépression de 300 à 350 m de profondeur, et large de 4 à 5 km le caractérise. Le plancher de cette vallée axiale est entaillé en son milieu par une dépression d'une cinquantaine de mètres de profondeur et large d'environ 1 km. Une vallée axiale de cette dimension n'avait jamais été décrite auparavant sur une dorsale rapide, le taux d'expansion sur ce profil étant de 8,6 cm/an (fig. 28). Une analyse de la carte bathymétrique de la zone de fracture Orozco et de son intersection avec la dorsale (Project Rox Scientist, 1981 ; Ouchi *et al.*, 1982), montre la possibilité d'existence d'un graben axial de dimension comparable au Nord de la zone de fracture, sur une distance d'environ 10 km. Le segment de dorsale situé entre les deux branches de la zone de fracture montre également un graben dans sa partie axiale.

La coupe à 14°03'N (fig. 38b) montre un domaine axial large d'environ 5 km caractérisé par deux dômes axiaux de chacun 1 km de large à la base, et de 150 m de hauteur. Une dépression sépare les deux dômes. Cette morphologie est due à la présence d'une structure nommée "O.S.C." par McDonald et Fox (1983). Une étude plus détaillée de ces "O.S.C." est effectuée dans le paragraphe IV.

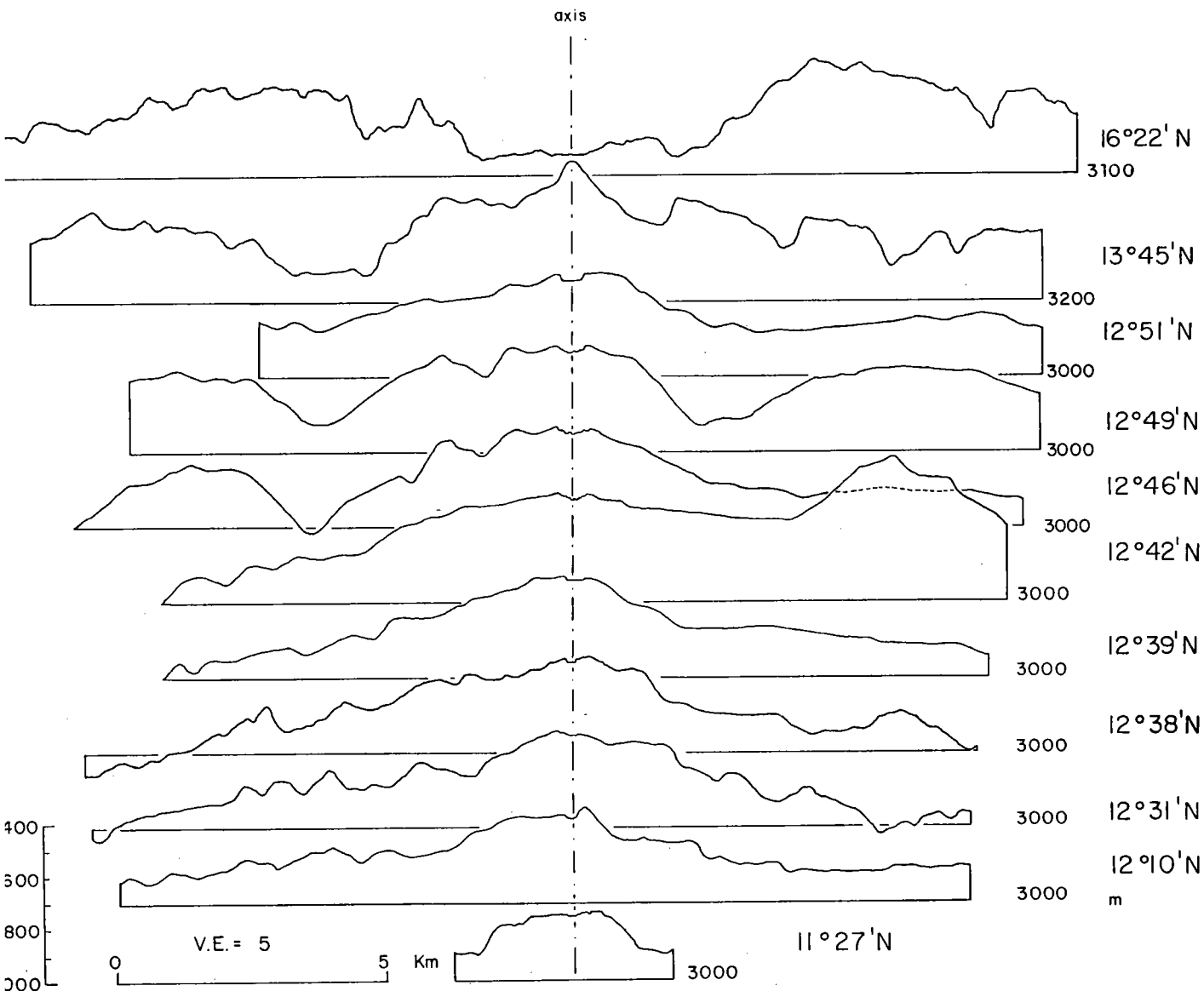


Figure 38a : Profils bathymétriques transverses à l'axe de la dorsale Est-Pacifique à partir des données Seabeam (campagnes Nixo, Searise et Clipperton).

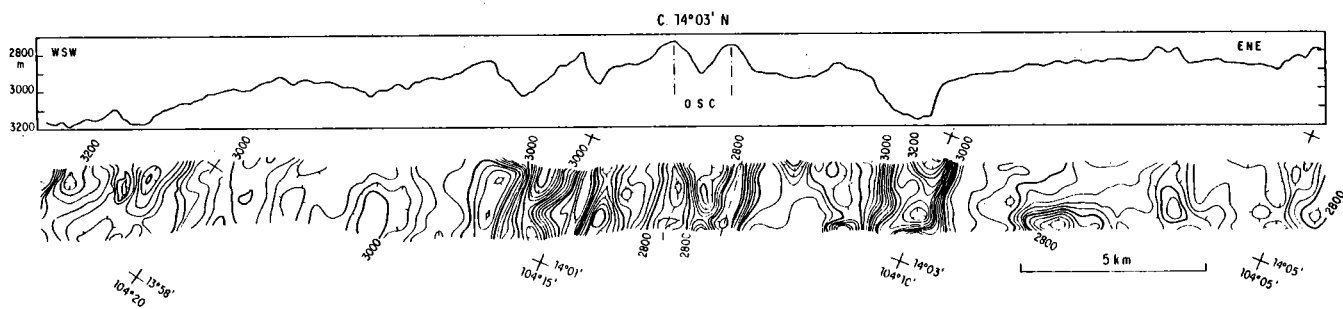


Figure 38b : Profil bathymétrique transverse à l'axe à 14°03' N (fig. 32) (campagne Clipperton).

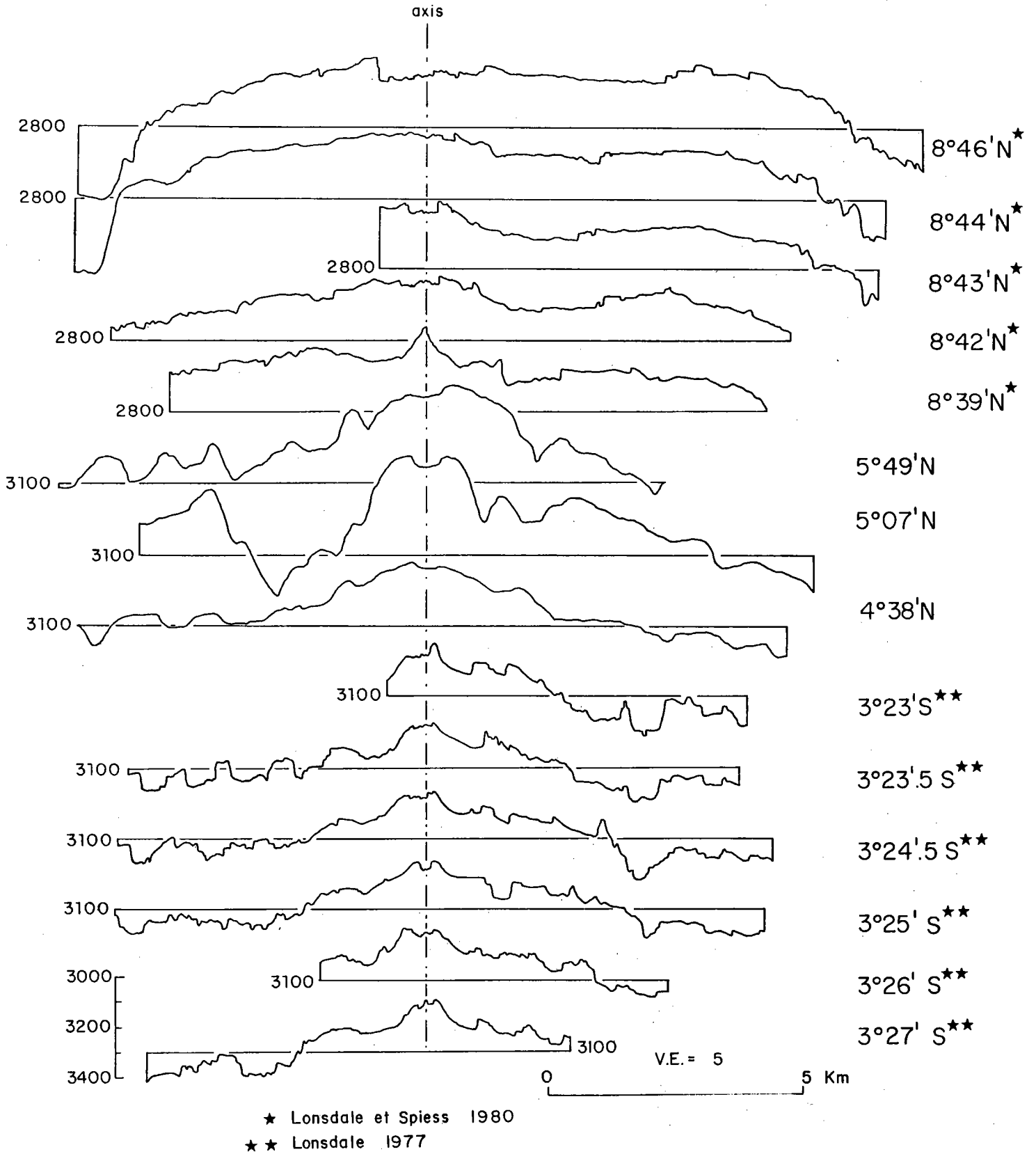


Figure 38c : Profils bathymétriques transverses à l'axe de la dorsale Est-Pacifique montrant la variabilité morphologique du domaine axial.

c - variation du domaine axial

La morphologie et la dimension du domaine axial présentent une variabilité importante qui n'est pas en liaison directe avec le taux d'expansion. En effet, les coupes montrent que la dimension du domaine axial varient du Nord au Sud de façon aléatoire, non ordonnée. Par contre, sa morphologie varie de façon continue.

Le dôme central montre à son sommet une forme de dôme ou un graben. La présence et la taille de l'une ou l'autre forme n'est pas en relation avec le taux d'expansion, les grabens les plus profonds et les plus larges se situant à 16°22'N et 18°30'S, les structures en dômes se retrouvant tout le long de l'axe (à 14°03'N et 17°26'S par exemple). Les profondeurs des grabens varient de 10 à 90 m, et atteignent même plus de 300 m à 16°22'N. Les largeurs vont de 50 m à 1 km, et même 8 km dans le cas de 16°22'N.

Les études détaillées de l'axe sur certains secteurs vont permettre de mieux cerner ces variations de la morphologie axiale.

III - MORPHOLOGIE LE LONG DE L'AXE

1 - Linéarité et variations de profondeurs

a - linéarité

L'aspect linéaire de l'axe de la dorsale Est-Pacifique a depuis longtemps été remarqué (Menard, 1964 ; Larson, 1972 ; Lonsdale, 1977d ; Klitgord et Mammerickx, 1982). Le nombre peu important des zones de fractures, comparé à la dorsale médio-atlantique, confère à la ride Est-Pacifique une continuité morphologique remarquable, que certains auteurs relient à la vitesse d'expansion (Menard, 1967 ; McDonald, 1984). Les failles majeures constituant les reliefs axiaux ou hors axe, sont continues sur des dizaines de kilomètres (McDonald 1982 ; Searle, 1984). Cette linéarité semble donc ancienne et n'est donc pas représentative seulement du domaine axial.

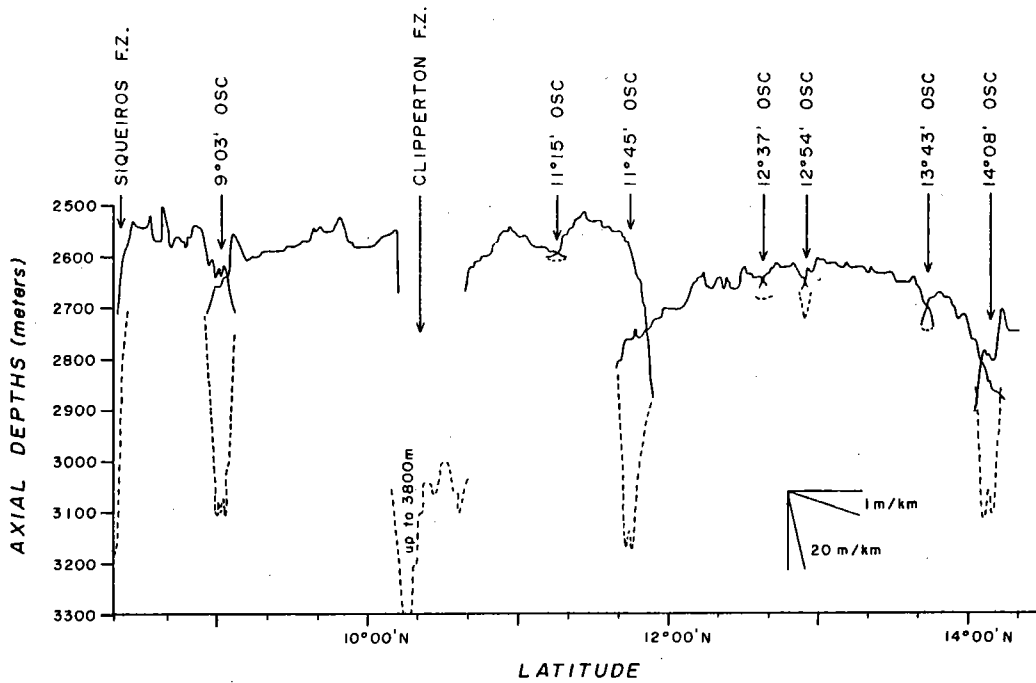


Figure 39 : Coupe bathymétrique longitudinale de l'axe de la dorsale entre 8°20'N et 14°20'N, d'après Macdonald et al. (1984).

Faille Transformante à F. Transformante	Distance en km	F.T. à "O.S.C." "O.S.C." à "O.S.C."	Distance en km	F. Transformante	Décalage en km				
Rivera - Orozco	330	Rivera - 16°16		Rivera	500				
		16°16 - Orozco	120	Orozco	100				
		Orozco - 14°08	130	Clipperton	100				
		14°08 - 13°43	40	Siqueiros	170				
		13°43 - 12°54	90	1°35'N	25				
		12°54 - 12°37	30	2°20'S	25				
		12°37 - 11°45	83	Quebrado	156				
		11°45 - 11°15	67	Gofar	210				
Orozco - Clipperton	530	11°15 - Clipperton	83	Yaquina	30				
		Clipperton - 9°03	128	Wilkes	170				
Clipperton - Siqueiros	200	9°03 - Siqueiros	83	Garrett	130				
		Siqueiros - 5°47	230	20°30'S	33				
		5°47 - 5°30	36	"O.S.C."	en km				
		5°30 - 4°54	70	14°08	1,6				
		4°54 - 3°24	175	13°43	0,8				
Siqueiros - P. Triple	670	3°24 - 2°54	50	12°54	1,6				
		2°54 - P. Triple	21	12°37	2				
		P. Triple - 1°35N	63	1°35N - 2°20S	465	11°45	7,6		
						2°20S - 2°48S	53	11°15	1,2
						2°48S - Quebrada	53	9°03	8
		Quebrada - Gofar	100	Gofar - 5°30S	116	5°47	2		
		Gofar - Yaquina	200	5°30S - Yaquina	84	5°30	7,8		
		Yaquina - Wilkes	370	17°55 - 18°20	47	4°54	6		
		Wilkes - Garrett	530			18°20 - 18°38	31	3°24	10
		Garrett - 20°30 F.T.	830			18°38 - 19°03	46		
				19°03 - 20°30 F.T.	152	2°54N	3		
		20°30 F.T. - N.Easter	270	20°30 F.T. - 21°05	19	5°30S	10,9		
21°05 - N. Easter	78			19°03	3,3				
				21°05	0,6				

Tableau 3 : Distance entre les "O.S.C." et les failles transformantes et décalages de l'axe par ces structures.

b - variations longitudinales de profondeurs du domaine axial

La profondeur du domaine axial de la dorsale Est-Pacifique varie de l'ordre de 500 m entre 15°N et 22°S (fig. 30).

L'étude détaillée d'un segment compris entre 10°20'N et 14°30'N va permettre de préciser la morphologie exacte du domaine axial et de montrer quelle est la signification des dépressions qui accidentent l'axe.

La morphologie le long de ce segment montre deux parties bien différenciées (fig. 39) l'une est comprise entre 10°30'N et 12°N. Elle présente un dénivelé de 400 m, variant de 2900 m à 2500 m de profondeur autour de 11°28'N. Cette zone est coupée par une dépression de l'ordre de 100 m de profondeur au milieu du bombement général, autour de 11°15'N. La deuxième partie varie de 2850 m à 2600 m de profondeur. Elle présente des dénivelés de 50 à 80 m tout au long du bombement général. Les pentes sont de l'ordre de 0,2 % sur une moyenne de 10 km de longueur, seules deux des pentes atteignent 1 et 2 %.

Les dépressions les plus importantes dans le domaine axial marquent l'intersection avec une zone de fracture (la zone de fracture Cliperton à 10°20'N) ou la présence d'une structure de relais d'axes d'accrétion nommé "O.S.C. : Overlapping Spreading Centers" ou "Offset Spreading Centers" (McDonald et Fox, 1983 ; Lonsdale, 1983, 1985 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Sempere *et al.*, 1984 ; Ballard *et al.*, 1984 ; Gente *et al.*, 1984 ; Hékinian *et al.*, 1985 ; Schouten *et al.*, 1985).

IV - LES STRUCTURES DE RELAIS ("O.S.C.")

Repérées tout au long de la dorsale Est-Pacifique (McDonald et Fox, 1983 ; Lonsdale, 1983, 1985 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Bäcker *et al.*, 1985), elles consistent en deux rides parallèles, arquées, séparées par une dépression. Deux catégories ont, pour l'instant, été bien reconnues, selon les dimensions de la structure, c'est-à-dire la distance séparant les deux rides (tableau 3). Un premier type regroupe les structures dont la largeur varie entre 6 et 11 km (structures de grandes di-

mensions). Le deuxième type est constitué des "O.S.C." de largeur plus faible, allant de 600 m à 3 km (structures de petites dimensions).

1 - Les structures de grandes dimensions

a - l'exemple de 11°45'N

Cette structure correspond à la dépression à cette latitude dans la coupe le long de l'axe (fig. 39). Seule une étude morphologique et structurale peut être menée sur cette structure, les données existantes se limitant à une carte bathymétrique Seabeam (fig. 40) et un levé à l'aide du sonar latéral Seamarc I (fig. 43). Quatre domaines ont été différenciés : les rides Est et Ouest, la dépression centrale et le domaine NW de la carte bathymétrique. Les deux rides ont une forme arquée et s'infléchissent l'une vers l'autre à leurs extrémités. Le recouvrement latéral des deux rides est d'environ 24 km.

- *la ride Ouest*

Elle varie en profondeur très rapidement (fig. 42), passant de 2900 m au Nord à 2600 m autour de 11°45'N, en moins de 12 km (pente d'environ 2 %). Elle présente une morphologie plus plane au Sud, c'est-à-dire une pente moins importante. L'isobathe 2600 m (fig. 40b) illustre bien la forme en pointe de la structure. La ride en forme de dôme est entaillée à partir de 11°42'N par un graben qui s'approfondit vers le Sud jusqu'à atteindre une trentaine de mètres (fig. 41 et 42). Associée à l'apparition de ce graben, la structuration est représentée par des fissures et des failles (fig. 43). Au Nord de ce graben, toujours sur la ride, aucune tectonique majeure n'est visible.

- *la ride Est*

Elle présente un dénivelé moins important, passant de 2800 m au Sud à 2680 m au Nord, en 30 km (fig. 42). Sa morphologie, par contre, est beaucoup plus accidentée que celle de son homologue occidental. En effet, les hauts et dépressions structurent l'ensemble de la ride avec des dénivelés peu importants (de l'ordre de la dizaine de mètres) mais avec de nombreuses failles à regard interne ou externe (fig. 43). L'isobathe 2800 m

dessine un plateau de 5 à 6 km de large (fig.40b) avec beaucoup de digitations figurant bien la nature accidentée de la ride. L'isobathe 2750m délimite bien la position de l'axe d'accrétion. Cet axe se présente sous la forme d'un dôme au Nord de 11°56'N, au Sud, il passe à un graben de 300 à 400 m de largeur, à 11°50'N, diminuant vers le Sud pour s'effacer à 11°43'N (fig.43). A 11°48'N, un volcan de 800-900 m de diamètre et 50 m de hauteur prend place sur l'axe même.

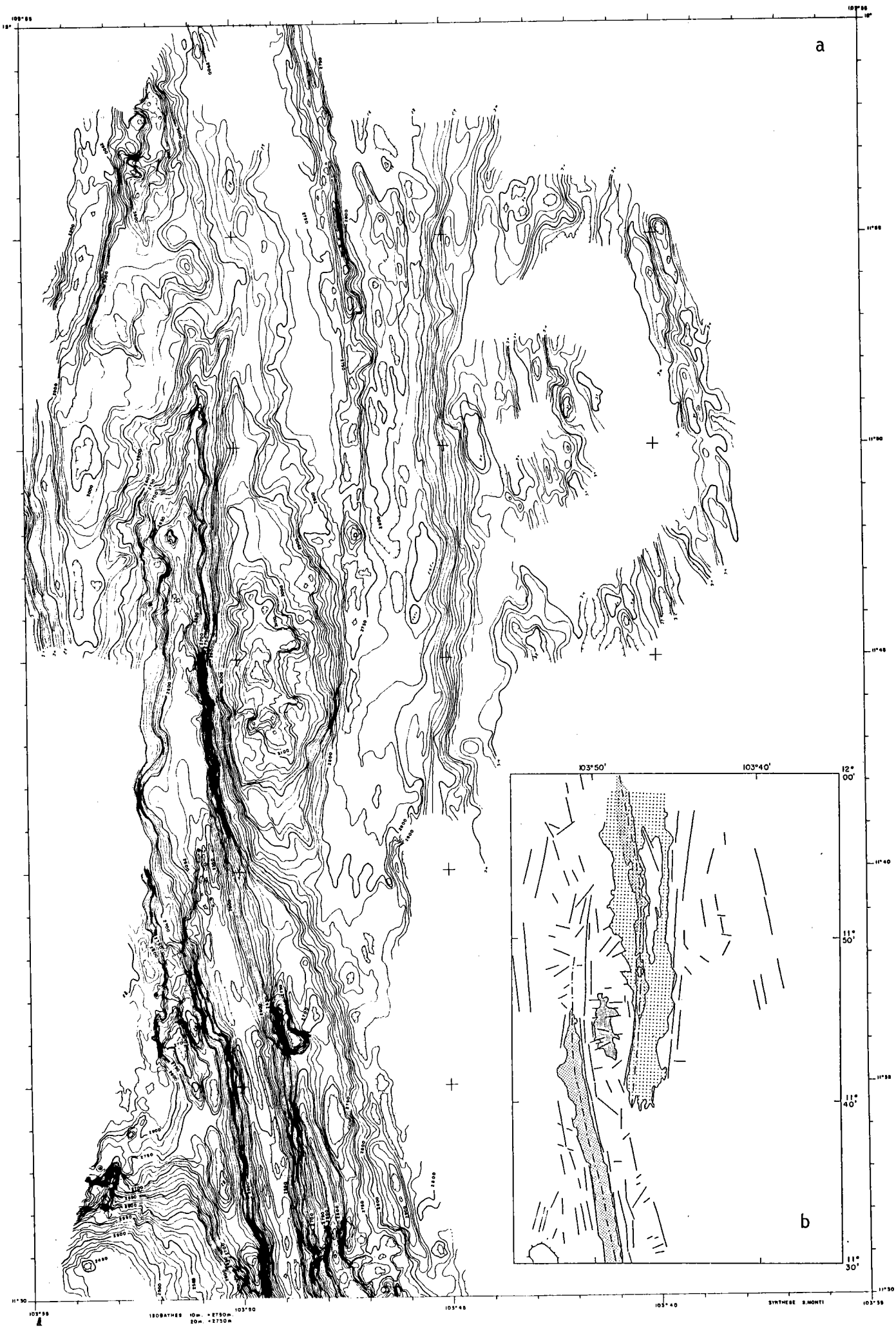
- *la dépression*

Elle sépare les deux rides d'accrétion. Elle atteint 3200 m dans sa partie la plus profonde et s'allonge selon la même direction que les rides (fig.40). Sur la carte bathymétrique apparaissent des linéations de direction transverse dans cette dépression et sur le bord occidental de la ride Ouest (fig.40b). Ces directions ne sont nullement retrouvées sur l'image sonar. La dépression semble ainsi constituée de coulées volcaniques s'écoulant vers son centre. Aucune tectonique importante n'est observable.

Au Nord de cette dépression, la bas du flanc oriental de la ride Est est tectonisé par des failles.

- *le domaine NW*

Les domaines en dehors des deux rides et de la dépression centrale ont une structure parallèle aux axes d'accrétion, et sont constitués de rides et de dépressions. Un seul domaine représente une particularité : le domaine situé au NW de la ride Ouest. Plusieurs failles y sont présentes de directions N05-N10, oblique en fait par rapport à l'axe d'accrétion Est. Par contre, cette direction est parallèle à l'extrémité de la ride Ouest. Ce domaine peut être interprété comme une trace d'une ancienne ride ayant migré vers le Sud pour arriver à la ride Ouest actuelle (Crane et Kastens, sous presse). Cette interprétation impliquerait la possibilité de migration le long de la dorsale des structures de relais ("O.S.C.").



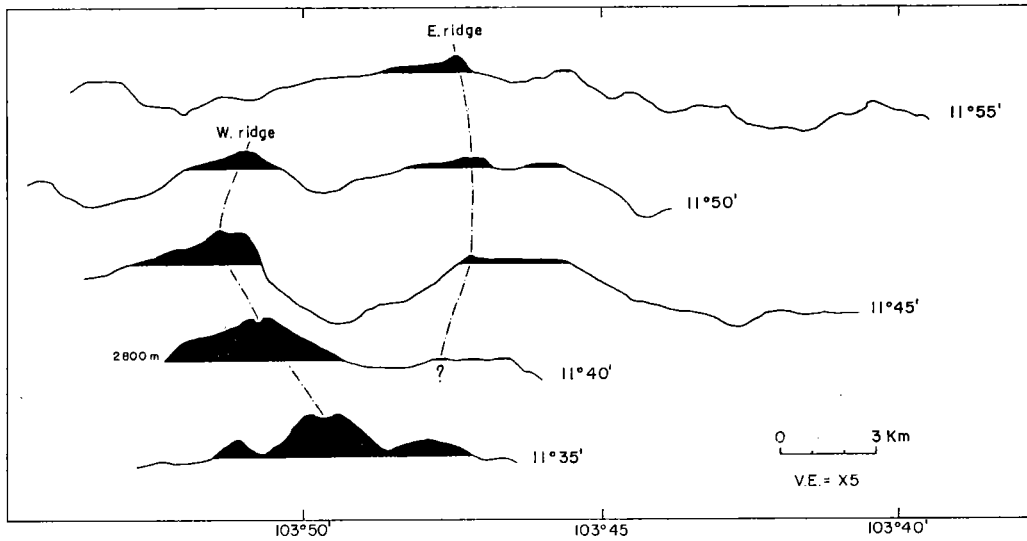


Figure 41 : Coupes bathymétriques transverses à 1''O.S.C.". Les parties noires représentent les profondeurs inférieures à 2800 m.

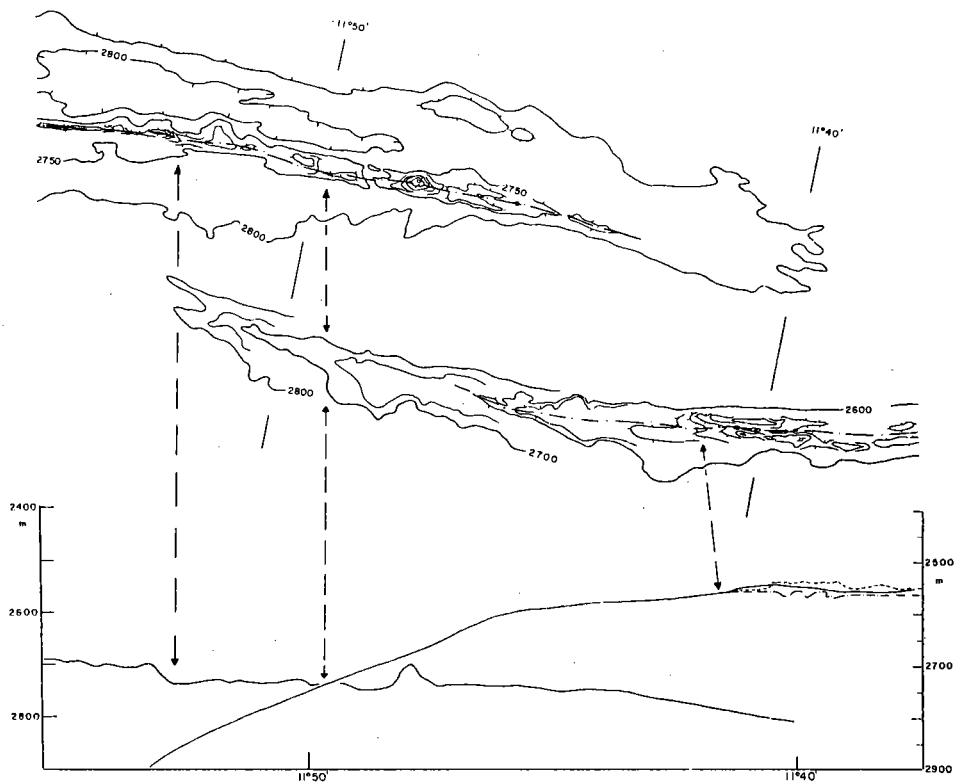


Figure 42 : Coupes bathymétriques longitudinales de 1''O.S.C." des deux rides actives (E.V. = 20). Les flèches verticales représentent les différents segments élémentaires.

← Figure 40 : a) Carte bathymétrique de 1''O.S.C." de 11°45'N.

b) Schéma structural de la carte bathymétrique.

Les zones en pointillés très serrés représentent des profondeurs : > 3100 m dans la dépression, < 2600 m sur la ride sud, < 2750 m sur la ride nord, ceux plus lâches donnent les profondeurs entre 2750 et 2800 m.

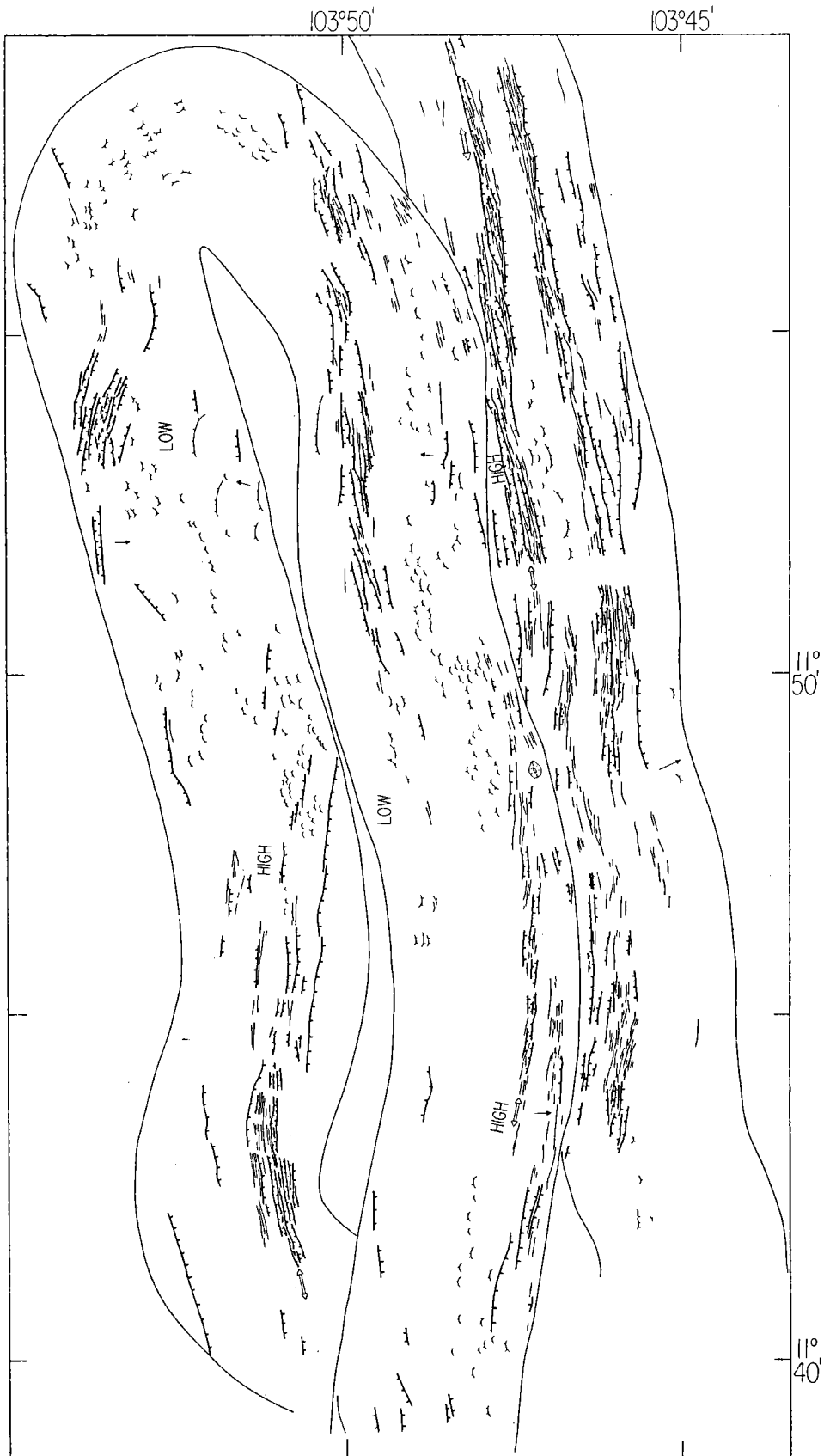


Figure 43 : Schéma interprétatif de l'imagerie sonar latéral Seamark I dans la zone de l'"O.S.C." de 11°45'N (voir légende figure 54). Il n'existe aucune structure transverse aux axes d'accrétion.

b - Les autres "O.S.C." de tailles équivalentes (9°03'N, 5°30'N, 4°54'N, 3°24'N et 5°30'S)

Des structures, analogues à celle précédemment décrite, se retrouvent tout du long de la dorsale Est-Pacifique (Lonsdale, 1983, 1985 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Sempere et McDonald, 1986). Elles sont toutes à décalage dextre et varient en largeur de 6 (4°54'N) à 11 km (5°30'S). Leur morphologie est identique à celle de 11°45'N : ce sont deux rides d'accrétion arquées, parallèles, séparées par une fosse. Une des rides d'accrétion est toujours plus élevée par rapport à l'autre. Aucune structure transverse n'est reconnue au niveau de la dépression centrale.

Une étude détaillée sur l'"O.S.C." de 9°03'N menée à partir d'un engin de prises de vues remorqué près du fond ("deep tow") (Sempere et McDonald, sous presse), montre que la fissuration maximum qui, pour les auteurs, correspond à l'activité la plus récente, se retrouve jusqu'à l'extrémité des rides d'accrétion. La branche Est semble ainsi se mettre en place actuellement dans l'ancienne croûte créée par la branche Ouest. La branche Ouest, quant à elle, ne semble pas progresser dans l'ancienne croûte créée par la ride Est. La faible présence de laves fluides -type de lave qui représente de grands volumes de laves émis instantanément (Ballard *et al.*, 1979)- semble montrer que le budget volcanique global sur les deux rides est déficitaire par rapport au reste des axes accrétions.

Une étude magnétique détaillée de cette zone (Sempere *et al.*, 1984) corrigée de l'effet de la topographie par une inversion 3 dimensions (x, y, z) montre que la magnétisation maximale se situe sur l'extrémité de la ride Est. Considérant que ce maximum est dû à des roches de gradient thermique faible. Sempere *et al.* (1984) l'interprètent comme l'absence d'une chambre magmatique sous l'axe à cet endroit. La faible magnétisation sur le reste de cette même ride et la ride Ouest serait due à l'existence d'une chambre magmatique. Toujours dans cette zone, Herron *et al.* (1978), s'appuyant sur l'interprétation d'un profil de sismique réflexion, concluent à la présence d'une chambre magmatique à 2 km sous l'axe de la ride Ouest s'approfondissant à l'Est jusqu'à 2,6 km. Hale *et al.* (1982) précisent que l'asymétrie observée est due à la présence d'une faille

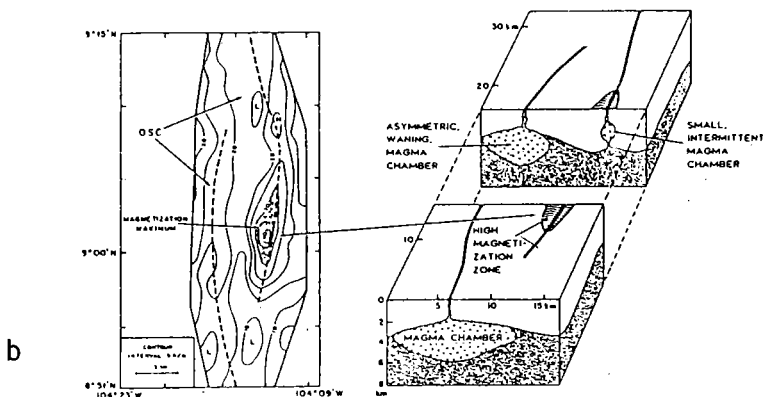
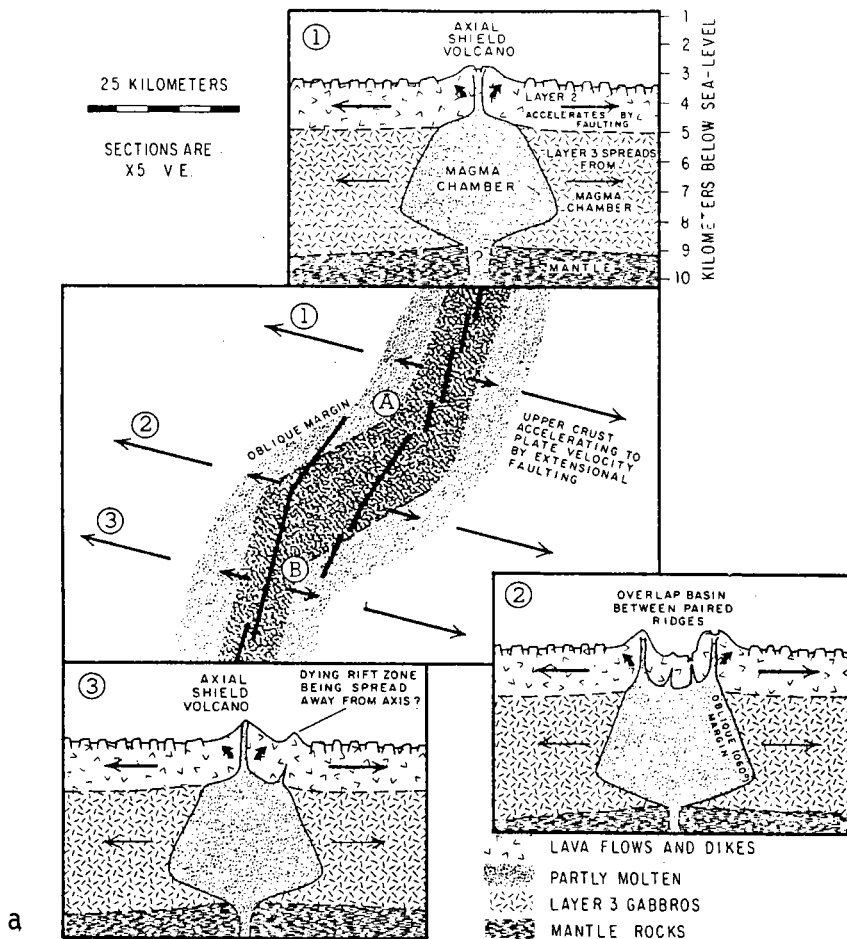


Figure 44 : Modèles d'interprétation des "O.S.C.", d'après Lonsdale (1983) (a) et Medonald et al. (1984) (b).

transformante ou d'une ride abandonnée parallèle à l'axe actuel. Les données magnétiques sur 5°30'N (Lonsdale, 1985) montrent qu'il existe une magnétisation maximum sur une branche équivalente à celle observée à 9°03'N. Par contre, à 5°30'S, Lonsdale (1983) n'observe pas de différence d'intensité magnétique entre les deux branches. Selon Sempere *et al.* (1984) et McDonald *et al.* (1984), les "O.S.C." de cette dimension correspondent à l'expression superficielle des limites de chambres magmatiques (fig. 44b). Lonsdale (1983, 1985) (fig. 44a) émet l'hypothèse que ces structures sont issues d'une même chambre magmatique d'une largeur d'une vingtaine de kilomètres.

2 - Les "OSC" de petites dimensions

a - l'exemple de 12°53'N

Précédemment signalée à partir de données Seabeam par McDonald *et al.* (1984), cette structure se divise du point de vue morphologique en quatre domaines (fig. 45) (Gente *et al.*, 1984 ; Hékinian *et al.*, 1985) :

- deux axes d'accrétion que l'on peut diviser en une branche Est et une branche Ouest ;
- une dépression séparant les deux rides ;
- un petit volcan situé à 11°51'N.

La branche Est est caractérisée par la présence d'un graben axial d'une trentaine de mètres de profondeur, de 350 m de largeur. Vers le Nord, sa largeur et sa profondeur diminuent pour disparaître au-dessus de 12°53'N. Ce graben est bordé par deux murs approximativement symétriques. La branche Ouest présente sur la carte bathymétrique une structure en dôme. Une liaison à 12°54'N avec la branche Est existe. Profonde de 70 à 80 m, la dépression s'allonge parallèlement aux rides adjacentes. Dans sa partie la plus large elle atteint 1250 m. Le petit volcan au Nord de 12°51'N s'élève d'une cinquantaine de mètres et s'étend sur 750 m environ à sa base. Quatre plongées en submersible et l'étude des images sonar latéral Seamarc I permettent de préciser la nature et l'importance de l'activité tectonique et volcanique récente (fig. 46 et 47).

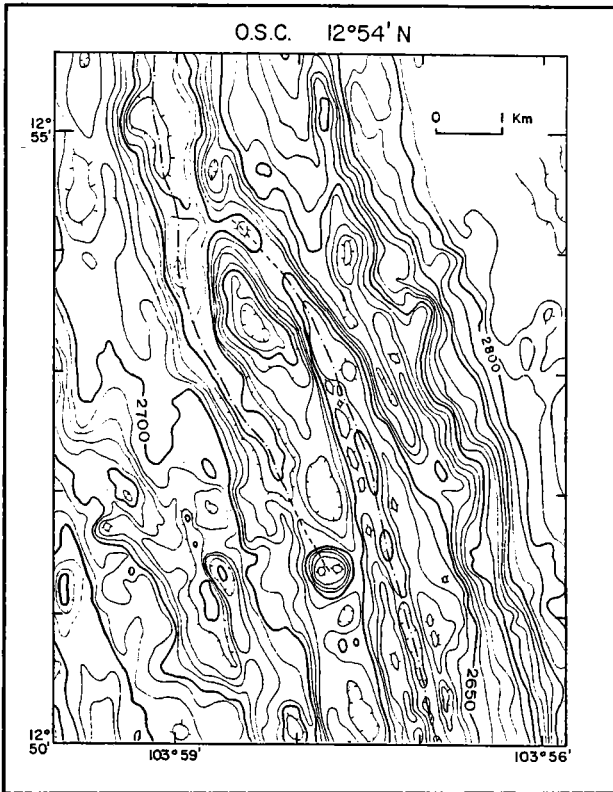
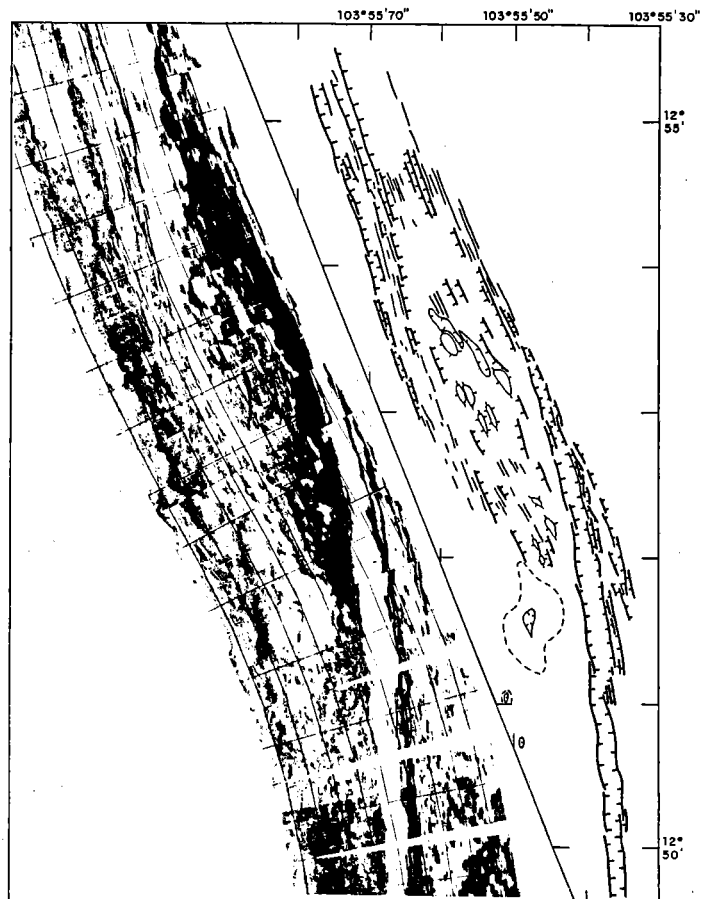


Figure 45 : Carte bathymétrique Seabeam de l'"O.S.C." de 12°53'N. L'axe est figuré par un trait discontinu (d'après des données Seabeam de Clipperton, 1981 et Geometep 3, 1983).

Figure 46 : Imagerie Seamark I et interprétation de celle-ci de l'"O.S.C." de 12°53'N, d'après Hekinian et al., 1985b.



1 - La ride d'accrétion Est. L'activité volcanique la plus récente se trouve au fond du graben axial. L'activité tectonique est principalement fissurale sur le plancher du graben et se manifeste latéralement par des failles normales. Les laves les plus fluides et les plus récentes se situent au Sud de $12^{\circ}52'30''N$ (plongées CY 82-06, photo 678) sous forme de laves lobées et de lacs de laves. L'activité hydrothermale commence également à partir de cette latitude et devient plus importante en allant vers le Sud (cf paragraphe V 4). Au Nord de $12^{\circ}52'30''N$ (plongées 84-19, CY 84-30), les laves sont de plus en plus anciennes si l'on considère l'altération des verres et l'épaisseur de la couverture sédimentaire. Aucune lave fluide n'y est présente (photos 039, 096, fig. 49). L'activité fissurale augmente (fig. 46), le graben axial devient très étroit et peu profond puis disparaît autour de $12^{\circ}54'N$. Cette activité tectonique est récente. L'azimut du graben axial est environ N 165 et oblique vers l'Ouest (N 160-150) au Nord de $12^{\circ}53'N$. A l'extrémité septentrionale de cette ride la liaison avec la ride Ouest présente des failles normales et une fissuration parallèle à la ride (fig. 49).

2 - La ride d'accrétion Ouest. Elle présente un petit graben de 10 m de profondeur et 30 m de largeur au Nord de $12^{\circ}52'30''N$, non visible sur la carte bathymétrique. Ce graben est décalé sur le bord ouest de la ride. Les laves les plus récentes ont été observées vers le Nord de cette ride (plongées CY 84-30, photos 402-523) (fig. 48) et se trouvent associées à ce graben. Des précipités ocres ferro-manganésifères témoignent d'une activité hydrothermale. Au Sud de $12^{\circ}53'N$ (plongée CY 84-19), les coulées volcaniques sont constituées de laves en coussins anciennes. L'épaisseur sédimentaire augmente vers le Sud corrélativement à l'approfondissement de la ride. L'activité tectonique, caractérisée par un graben au Nord, s'exprime au Sud par des fissures dont les plus importantes sont situées au bas du flanc Est de la ride (CY 84-19, photo 213).

3 - La dépression entre les deux rides. Dans cette dépression morphologique d'une profondeur maximale de 2750 m, de petites constructions volcaniques (fig. 46) observées lors des plongées CY 84-30 et

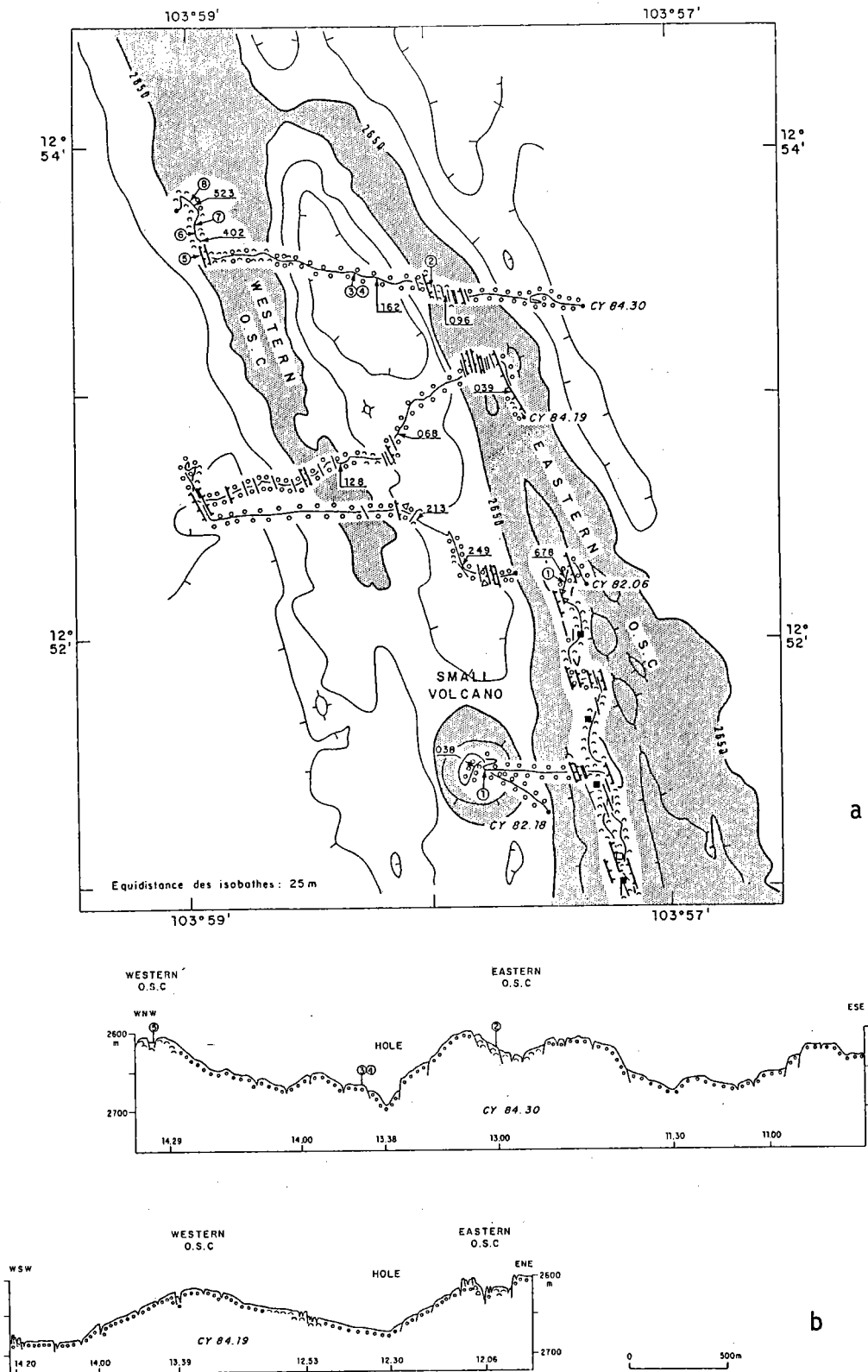


Figure 47 : a) Positionnement des plongées CY 82-06, 82-18, 84-19 et 84-30 sur les différentes zones de l'"O.S.C.". b) Coupes des plongées CY 84-30 et CY 84-19 dans sa partie nord. Les heures sont en abscisse. Les numéros des photographies ont trois chiffres, ceux des échantillons prélevés en ont un.

Les symboles utilisés sont identiques à ceux des figures 67 et 68 .
d'après Hékinian *et al.*, 1985b.

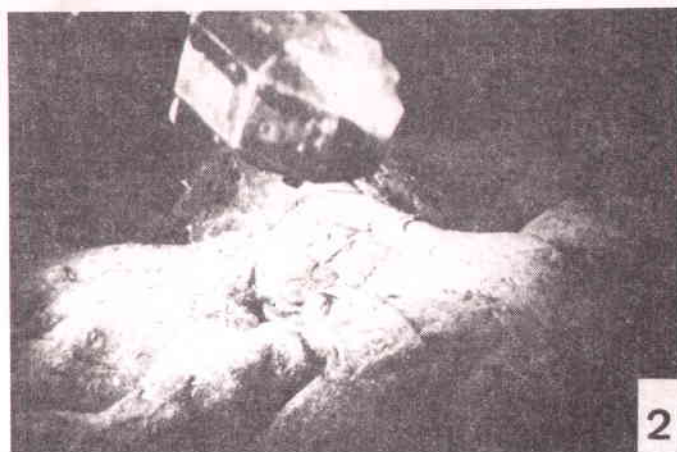


Figure 48 : Photographies prises par submersible CYANA sur la ride ouest de l'"O.S.C." de 12°53'N.

1. Photo 523, CY 84-30, 2615 m. Basalte très frais dans la partie nord de la ride.
2. Photo 402, CY 84-30, 2613 m. Lave lobée moins fraîche recouverte d'une fine pellicule de sédiments. Photo prise à environ 500 m au Sud de la photo 1.
3. Photo 128, CY 84-19. Laves en coussins au sommet de la ride ouest, dans sa partie sud dépourvue de graben axial. Les laves sont anciennes et couvertes d'une pellicule de sédiments.
4. Photo 213, CY 84-19. Fissure au pied de la ride ouest, dans la dépression. Les sédiments recouvrent les bordures de la fissure suggérant une activité tectonique ancienne.

La progression dans la fraîcheur des laves est Sud-Nord sur cette ride.

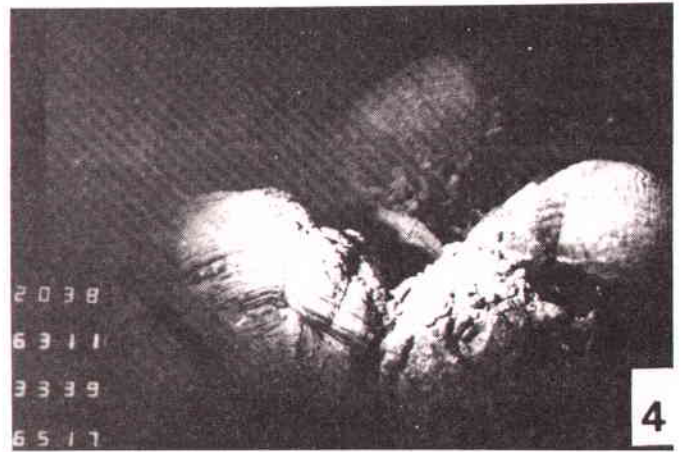
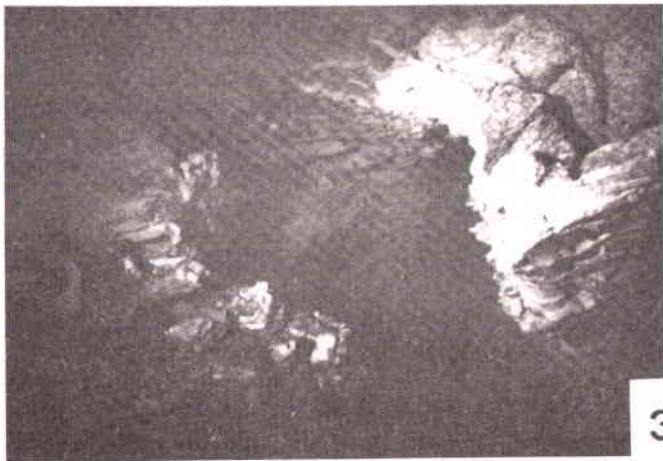
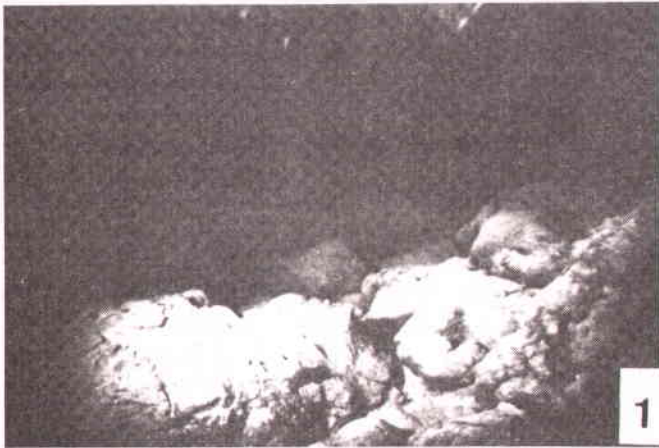


Figure 49 : Photographies prises par le submersible CYANA le long de la ride est de l'"O.S.C." de 12°53'N.

1. Photo 096, CY 84-30, 2616 m. Les laves en coussins sont recouvertes d'une fine pellicule sédimentaire. Ces laves se situent dans le graben axial au Nord de la ride est.
2. Photo 039, CY 84-19, 2620 m. Fragments de laves en coussins au pied d'un escarpement. La couverture sédimentaire importante témoigne de l'inactivité tectonique.
3. Photo 678, CY 82-06, 2635 m. Paroi d'un lac de lave. La roche est fraîche, dépourvue de sédiments.
4. Photo 038, CY 82-18, 2636 m. Laves en coussins dans le cratère du volcan de 12°51'N. Les laves ne sont pas fraîches et sont recouvertes d'une fine pellicule sédimentaire.

Il existe ainsi une progression Nord-Sud pour la fraîcheur des laves sur la ride est.

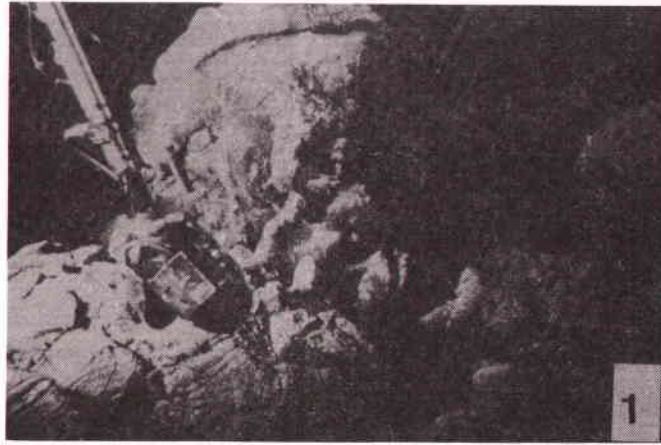


Figure 50 : Prises de vue par submersible CYANA dans la dépression séparant les deux rides de l'"O.S.C." de 12°53'N.

1. Photo n° 162, CY 84-30 : les laves sont récentes et la couverture sédimentaire absente (2700 m)
2. Photo n° 068, CY 84-19 : la couverture sédimentaire apparaît et les laves semblent moins fraîches (2650 m)
3. Photo n° 249, CY 84-19 : la couverture sédimentaire s'épaissit (2650 m)

Le volcanisme devient plus récent vers le Nord de la dépression suggérant une liaison entre les deux rides par le Nord de l'"O.S.C.".

CY 84-19) -petits dômes de laves en coussins de quelques mètres de hauteur- s'alignent parallèlement aux rides, Chaque côté est bordé par des failles normales orientées vers le centre de la dépression (fig. 46). Quelques fissures sont visibles au fond de la dépression (fig. 46). L'activité fissurale la plus importante se trouve au pied de la ride ouest, au Nord de 12°53'N. L'azimut des fissures et des failles est N 165.

Les laves observées (laves en coussins uniquement) sont de plus en plus récentes et la couverture sédimentaire diminue lorsque l'on va du Sud vers le Nord (photo 162, plongée CY 84-30, photos 068 et 249, plongée CY 84-19) (fig. 50).

4 - Le volcan de 12°51'20'N. Situé à l'Ouest du graben axial de 12°51'N (ride Est) et au Sud de l'extrémité méridionale de la ride Ouest, le volcan présente un cratère allongé dans la direction de la ride (fig.45 et 46) exploré lors de la plongée CY 82-18) (Hékinian *et al.*, 1983 ; Choukroune *et al.*, 1984). La morphologie observée sur l'image du Seamarc I (fig.46) indique que ce volcan semble relié à la construction de la ride Ouest. Les observations par submersibles montrent que le cratère est constitué de laves en coussins anciennes (couche de Fe-Mn et palagonite)(photo 038,CY 82-18)(fig. 49). Aucune faille importante n'est visible sur le plancher du cratère, les murs font moins de 20 m de hauteur. Les laves du volcan sont enrichies en TiO₂, K₂O et Na₂O et appauvries en CaO par rapport aux roches prélevées sur les rides ou dans la dépression (Hékinian *et al.*, 1985).

5 - Interprétation. L'analyse de ces données, confirmées par Antrim *et al.* (1985) permet de proposer l'hypothèse que les deux rides sont à des stades d'évolution différents. La ride Ouest montre une activité volcanique récente au Nord, plus ancienne au Sud, inversée pour la ride Est. L'activité tectonique est plus importante sur la ride Est. Les laves récentes au Nord de la dépression et l'intense fissuration sur le segment nord joignant les deux rides suggèrent que la ride Est est en progression vers le Nord pour rejoindre la ride Ouest. Le Sud de la ride Ouest est ainsi abandonné.

Ce modèle d'évolution des "O.S.C.", déjà proposé par McDonald *et al.* (1984) donne à penser que ces structures sont instables et évoluent dans le temps. Ils représentent une fracturation d'un matériel cassant soumis à l'extension. La forme arquée se retrouve à toutes les échelles d'observations d'un matériel soumis aux mêmes contraintes (McDonald *et al.*, 1984). Elle représente un relais d'une fracture ou d'une fissure (Pollard *et al.*, 1982). Pour les "O.S.C." il existe un rapport $L/W = 3$ où L représente la longueur de recouvrement des deux branches et W la largeur du décalage (McDonald *et al.*, 1984). Ces deux paramètres sont donc proportionnels.

Associé à cette fracturation superficielle de la croûte, le volcanisme émis sera issu de deux conduits différents ou de la même chambre magmatique qui est supposée continue sous l'axe à ce niveau (Orcutt *et al.*, 1984).

b - les autres "O.S.C." de dimensions équivalentes

D'autres structures de taille équivalente à celle de 12°53'N (fig. 51) ont les mêmes caractéristiques morphologiques. Une exception, peut-être, est rencontrée à 14°08'N d'après les données bathymétriques Seabeam. Deux branches parallèles sont reliées en deux points distants d'environ 18 km. Les parties actives, considérant leurs profondeurs moins importantes que celles des autres segments, sont les parties Nord et Sud de la ride Ouest et le segment Est entre les deux relais.

Les parties Nord et Sud de la ride Est, et le segment Ouest entre les deux relais semblent être fossiles (fig. 51). Cet "O.S.C." représenterait ainsi un stade d'évolution temporel plus avancé par rapport aux autres décrits auparavant. La partie Est était un segment de dorsale de 40 km qui présentait une structure en relais à chacune de ces extrémités. Le recouvrement des rides était de 18 km pour celui du Sud et d'environ 12 km pour celui du Nord. La liaison des différentes rides en question s'est effectuée au Nord. Le stade actuel est donc une ride présentant un zigzag à cet emplacement, l'"O.S.C." du Sud continuant à fonctionner.

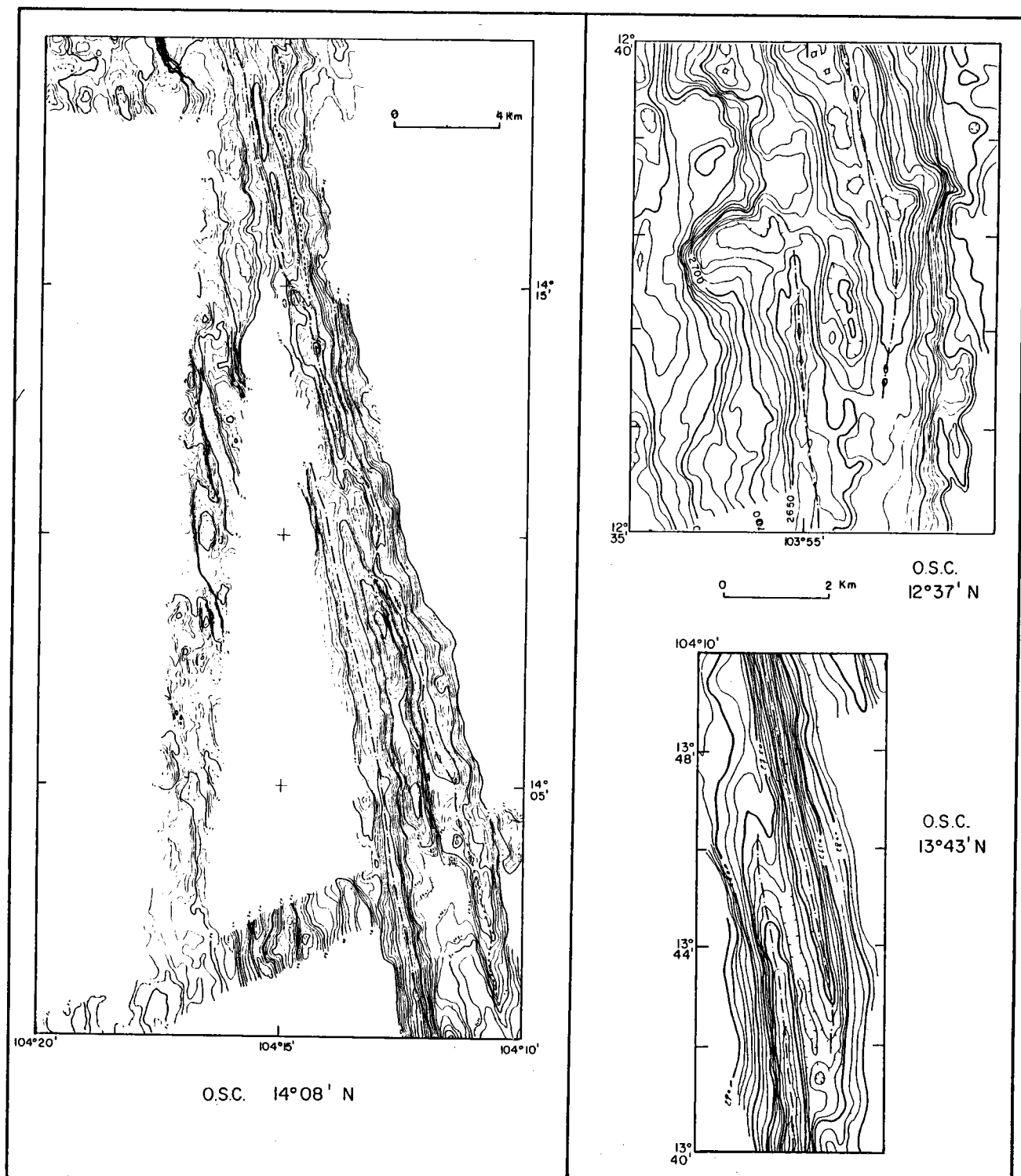


Figure 51 : Cartes bathymétriques Seabeam donnant la morphologie des "O.S.C." de petites dimensions de la dorsale Est-Pacifique. L'axe d'accrétion est signalé par un trait discontinu. Sur la carte de l'"O.S.C." de 14°08'N, on peut voir la complexité du système (les données Seabeam proviennent des campagnes Searise (1980), Clipperton (1981), Geometep (1983) et d'une campagne américaine (Fox, non publié)).

Ces données sur différentes structures en relais suggèrent la possibilité d'existence de relais à d'autres échelles, plus petites, mais qui doivent avoir une signification et jouer un rôle dans la construction de l'axe de la dorsale : les petits décalages de l'axe.

3 - Petits décalages de l'axe

a - les relais

Pour identifier les petits décalages de l'axe, une définition de ce dernier s'impose. Le travail qui suit montrera sur différents secteurs de la dorsale que la largeur maximum de la zone volcanique active est de l'ordre de 300 à 400 m et que la dimension latérale de la zone tectoniquement active dépasse rarement le kilomètre (Lonsdale, 1977 ; Hékinian *et al.*, 1983 b ; Francheteau et Ballard, 1983 ; Choukroune *et al.*, 1984 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Gente *et al.*, 1984, 1986 ; Renard *et al.*, 1985 ; Conachy *et al.*, 1986). Ces zones peuvent avoir des tailles moindres (McDonald *et al.*, 1984 ; Gente *et al.*, 1984). En prenant ces résultats, l'axe actuel peut être défini comme étant le graben axial ou la zone sommitale des dômes présentant une concentration de la fissuration. C'est à partir de cette hypothèse que le positionnement précis de l'axe est donné. Des raisons de symétrie peuvent aider également à le localiser. En effet, dans la plupart des cas, il représente un axe de symétrie pour les structures latérales.

En étudiant la continuité de cet axe ainsi défini de 10°N à 14°30'N (Annexe 1 et 2), il apparaît des petits décalages de celui-ci sur quelques centaines de mètres. Nous appellerons ces décalages : relais. Ces relais, situés au niveau des grabens (12°33'N, 12°23'N, 11°28'N, 11°17'N) soit au niveau des dômes (10°31'N, 10°28'N) (fig. 52), correspondent pour quelques-uns d'entre eux à une frontière pétrologique (Batiza et Morgolis, 1986 ; Langmuir *et al.*, 1986). Une structure à 11°20'N (fig. 52) qui présente deux grabens parallèles espacés de 500 m, pourrait correspondre à un ancien décalage de l'axe qui s'est réaligné depuis.

Ces relais d'axes sont visibles sur les images du sonar latéral (Annexe 3). Les relais de 12°33'N et 12°24'N montrent un graben plus large au Sud qu'au Nord. De plus, au Sud du relais de 12°33'N, le

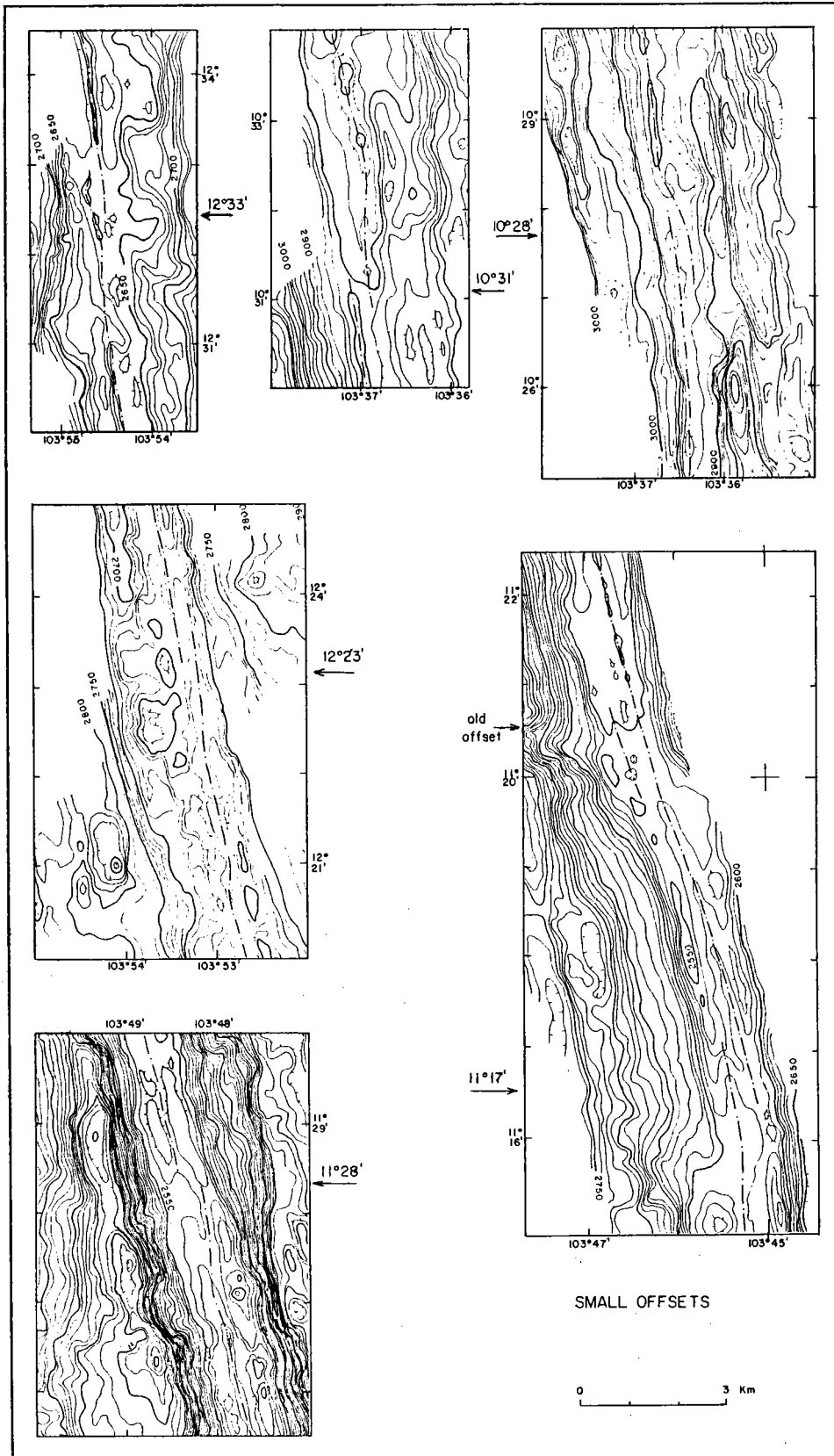


Figure 52 : Localisation des petits décalages de l'axe sur les cartes Seabeam (équidistance des isobathes : 10 m). L'axe est signalé par un trait discontinu.

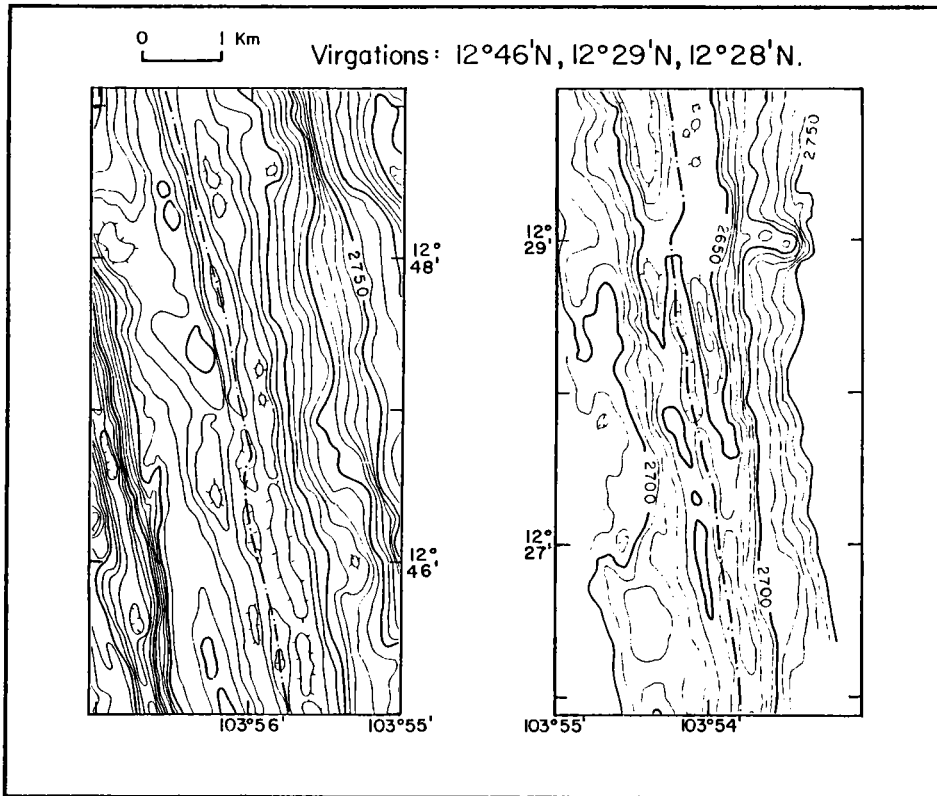


Figure 53 : Cartes bathymétriques Seabeam montrant les décalages de l'axe de la dorsale au sein du graben axial. Ces signatures Seabeam correspondent à des petits grabens en échelon.

Limites	Distances en km
Z. de F. Clipperton	
10°28'N	19,53
10°31'N	5,58
10°35'N	8,37
10°49'N	25,11
11°08'N	35,71
11°17'N	13,95
11°17'N	11,16
11°28'N	16,74 "old offset"
11°28'N	23,99
11°41'N	14,51
11°45'N	7,25
11°53'N	5,58
11°57'N	18,97
12°07'N	16,74
12°16'N	10,04
12°23'N	11,16
12°28'N	2,79
12°29'N	5,58
12°33'N	3,90
12°35'N	2,79
12°37'N	18,97
12°46'N	15,07
12°53'N	11,72
13°00'N	16,74
13°09'N	22,32
13°20'N	18,97
13°30'N	22,32
13°43'N	44,64
14°08'N	18,41
14°14'N	

17,86 km : moyenne de ces segments réguliers

moyenne générale : ~ 16 km

Tableau 4 : Tableau des longueurs des segments élémentaires sur l'axe de la dorsale Est-Pacifique.

graben s'échelonne sur quelques kilomètres vers l'Ouest. A 11°20'N, l'ancien graben décalé actuellement était anciennement relié à la branche sud, et confirme ainsi le réajustement récent des deux axes.

b - les virgations

Une autre échelle (< 100 m) de décalage de l'axe existe. Elle correspond à une virgation dans la bathymétrie (fig. 53). Sur les images de sonar latéral (Annexe 3), ces virgations correspondent à des petits relais de grabens, de l'ordre de la centaine de mètres. Ces structures sont visibles à 12°46'N, 12°29'N et 12°28'N.

4 - Segmentation et variations de la morphologie axiale

a - variations longitudinales de la morphologie axiale

L'étude de l'échantillonnage bathymétrique continu entre 10°N et 14°30'N de la dorsale Est-Pacifique (Annexe 2) permet de mettre en évidence les variations de la morphologie du domaine axial. L'axe présente un graben axial de 10 à 90 m de profondeur, de largeur variant de 50 à 600 m, ou un dôme axial de 2 à 10 km de largeur et de 50 à 200 m de haut, parfois entaillé de fissures plus ou moins larges et profondes. Est-ce que ces variations sont périodiques le long de l'axe ? Sont-elles continues ? Ou correspondent-elles à des zones limitées par les discontinuités axiales définies auparavant ?

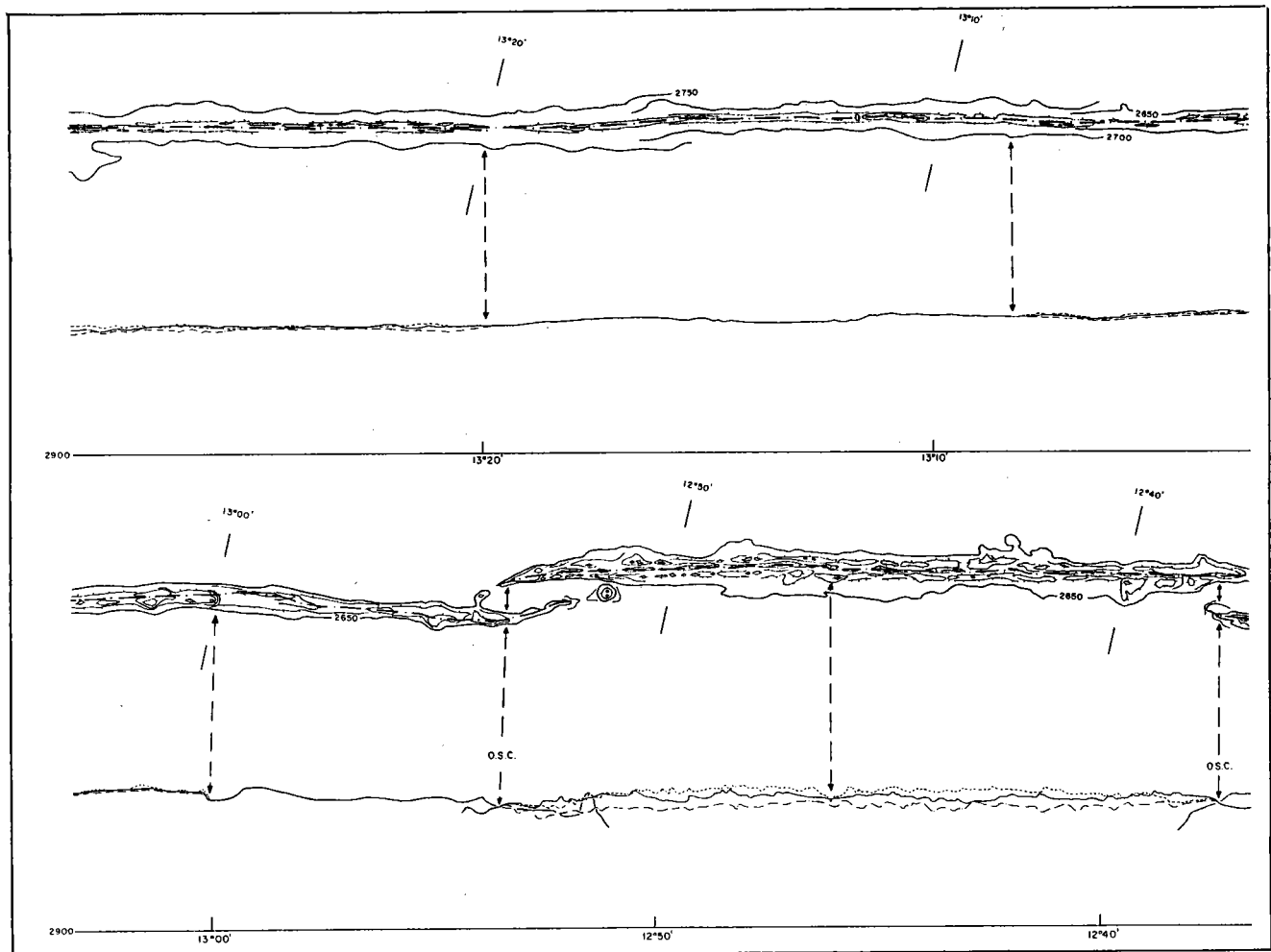
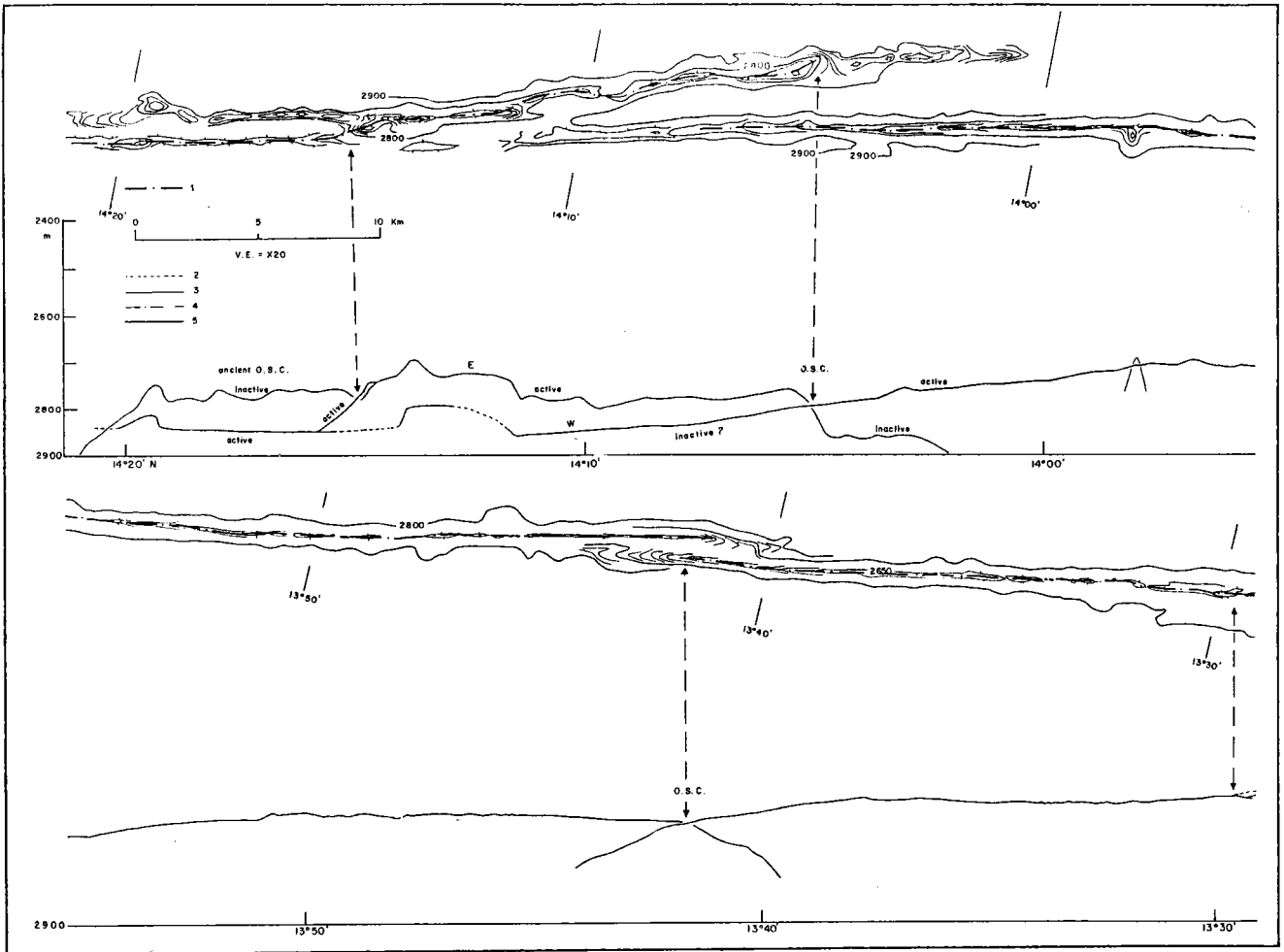
b - segmentation

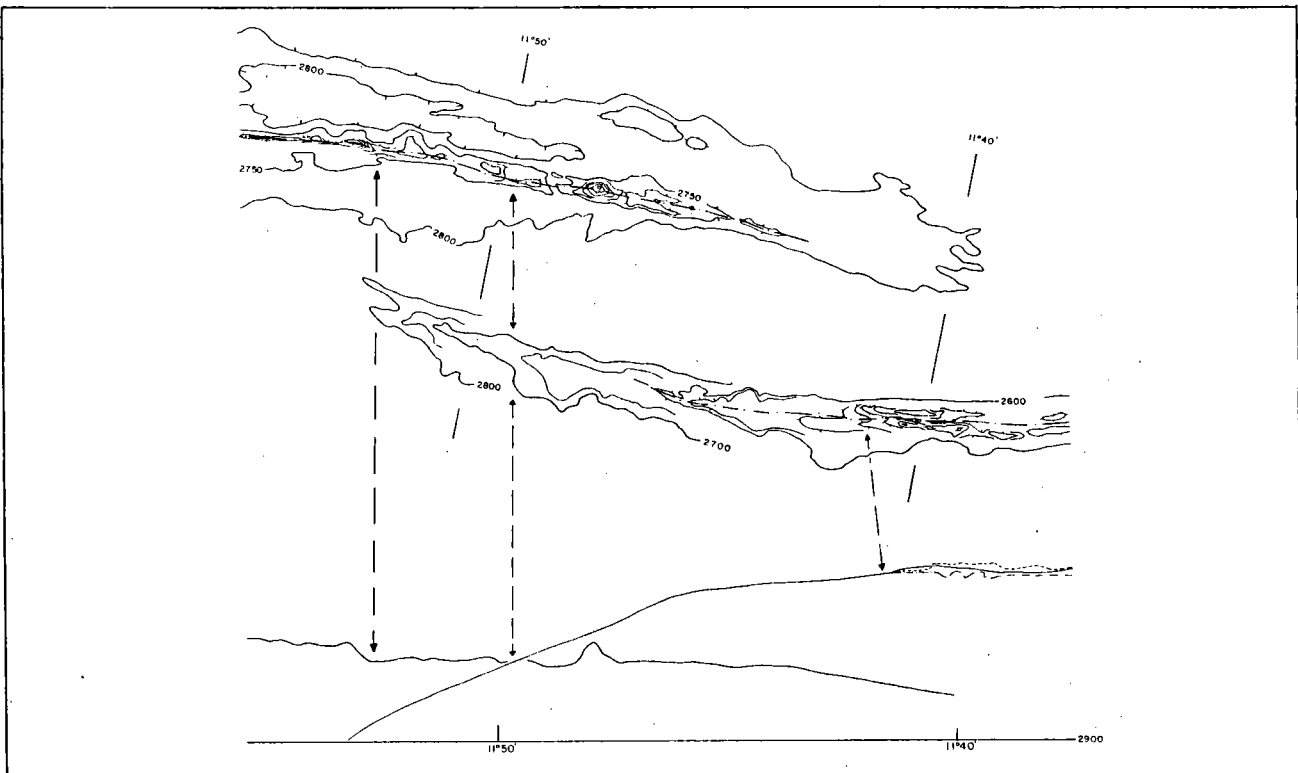
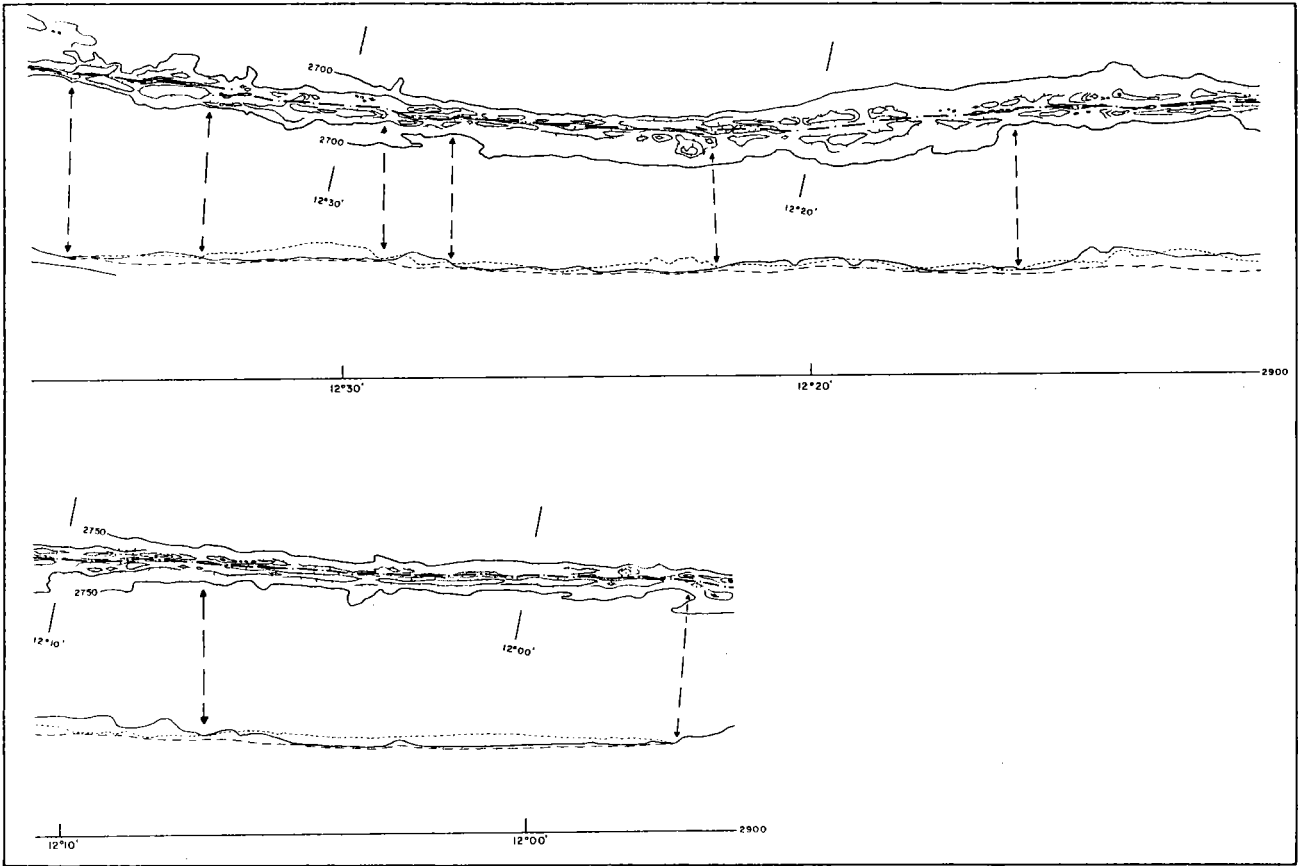
La figure 55 répertorie tous les décalages et changements de morphologie de l'axe. Un segment d'une centaine de kilomètres (entre 10°20'N et 11°10'N) est marqué par l'absence de structures d'effondrement à l'axe. Deux segments d'une cinquantaine de kilomètres ont un graben allant jusqu'à 50 m de profondeur. Entre 12°46'N et 13°43'N, il apparaît une segmentation assez régulière de l'axe -de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres (18 km de moyenne)- où chaque segment est alternativement caractérisé par la présence ou l'absence d'un graben axial. Les distances entre tous

ces segments apparaissent dans le tableau 4. La moyenne générale de la longueur des segments est de 16 km, avec un maximum de 45 km et un minimum de 3 km. La segmentation est irrégulière, tout comme les passages d'une structure axiale en dôme à une structure axiale en graben. Cette maille élémentaire de l'ordre de la vingtaine de kilomètres est la plus petite définie actuellement sur une dorsale (Langmuir *et al.*, 1986), les autres mailles définies auparavant étaient de l'ordre de 150 à 50 km (Francheteau et Ballard, 1983 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Schouten et White, 1980, Schouten *et al.*, 1985, 1986).

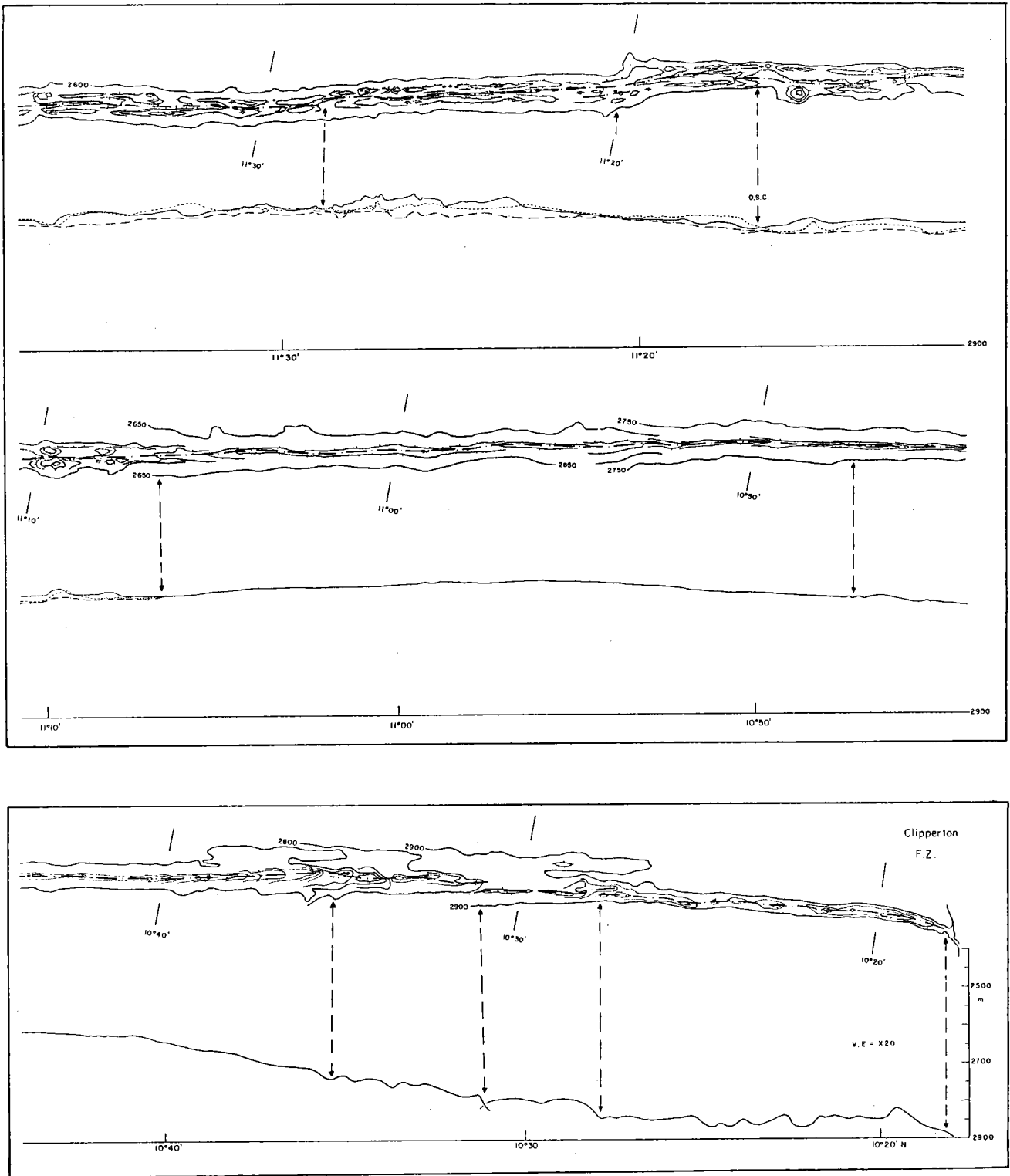
Les limites des segments ("O.S.C.", petits décalages, virgations) et quelquefois les passages dôme-graben, correspondent à des dépressions dans la morphologie le long de l'axe (fig. 54). Ces dépressions se ressentent soit sur l'ensemble du domaine axial, soit uniquement sur une des parties, le fond du graben ou les murs. Elles sont de l'ordre de 10 à 40 m de dénivellation.

A l'interprétation de ces données de bathymétrie Seabeam, une restriction s'impose. En effet, la résolution du Seabeam ne permet pas de détecter des structures larges d'une cinquantaine de mètres et d'une profondeur n'excédant pas 10 m. Ainsi, l'analyse des images de sonar latéral Seamarc I est indispensable pour préciser la morphologie de l'axe de la dorsale. Certaines zones, décrites comme ayant une morphologie en dôme, présentent un graben de dimensions modestes (50 m sur 10 m environ). Un graben apparaît à 10°43'N et se poursuit jusqu'à 11°10'N, un autre entre 11°40' et 11°57' sur la branche Est du relais. Sur le segment situé entre le relais de 12°53' et 13°00'N, le dôme est très fissuré, présentant par endroits un petit graben mal défini. Les structures précédemment reconnues en bathymétrie, du type virgation ou dépression dans la morphologie, correspondent en fait, sur les images Seamarc I, soit à un relais de petits grabens (10°48'N), soit au passage graben-dôme (11°52'N par exemple), ou alors au passage d'un petit graben à un plus important (11°08'N). Crane et Kastens (sous presse) proposent une relation entre la largeur de la zone tectonisée dans le domaine axial et la profondeur absolue de l'axe. Les dépressions le long de l'axe correspondent aux zones les plus tectonisées et aux grabens les plus profonds, L'analyse





b



C

Figure 54 : Coupes bathymétriques longitudinales à l'axe entre 10°20'N et 14°20'N (a, b, c) et morphologie générale de l'axe d'accrétion. Les flèches en pointillés indiquent les limites des différents segments élémentaires (figure 51 a : 1, axe ; 2, mur ouest ; 3, mur est ; 4, fond du graben ; 5, axe sans graben).

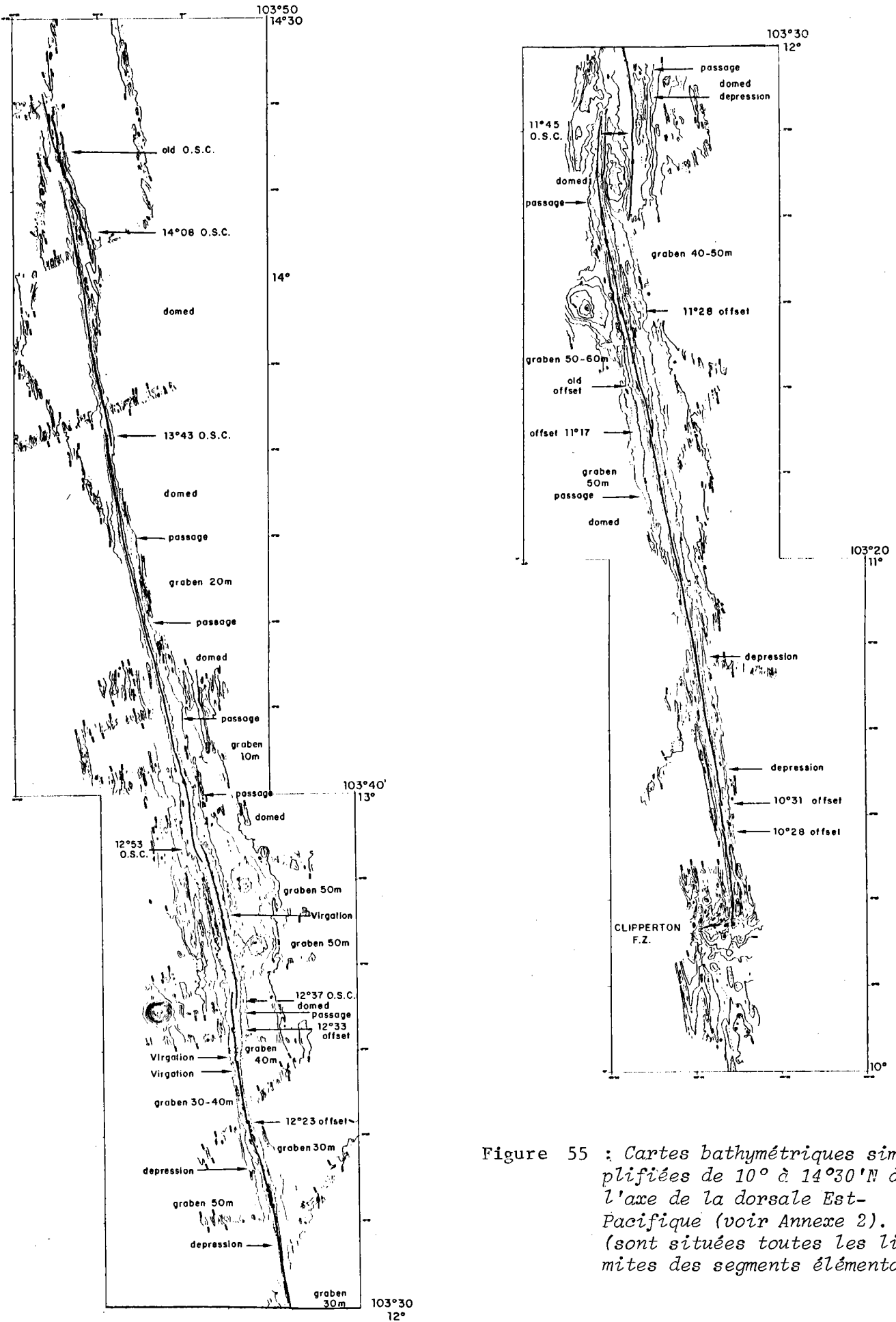


Figure 55 : Cartes bathymétriques simplifiées de 10° à 14°30'N de l'axe de la dorsale Est-Pacifique (voir Annexe 2). (sont situées toutes les limites des segments élémentaires).

détaillée de la bathymétrie Seabeam et de l'imagerie Seamarc I ne confirme pas cette règle. En effet, à proximité de l'intersection de l'axe avec la zone de fracture Clipperton, la morphologie axiale est un dôme, tout comme sur la branche W du relais de 11°45'N et sur les deux branches des relais de 13°41'N et 14°05'N. La zone la plus tectonisée, par contre, se situe entre 11°10'N et 11°20'N. La largeur de domaine fissurée et faillée atteint ici plus de 3 km, le reste de l'axe entre 10°N et 14°30'N étant d'une longueur de l'ordre de 1 km.

5 - Caractéristiques et comportement de la croûte superficielle à l'axe

Les données détaillées et continues sur la dorsale Est-Pacifique entre 10°N et 14°30'N permettent d'avoir une image de l'axe et de la comparer avec les systèmes en extension reconnus sur les continents ou par les expériences en laboratoires. Les observations de la croûte donnent l'image d'une couche rigide soumise à un processus d'extension simple. En effet, les structures en relais de type "OSC" ou les petits décalages de l'axe correspondent à des structures d'extension en échelon décrites sur des grabens (McGill et Stromquist, 1979) ou des fissures (Pollard *et al.*, 1982). Ces structures sont présentes à toutes les échelles, du micron à quelques kilomètres (Pollard *et al.*, 1982 ; McDonald *et al.*, 1984) et sont instables. Cette instabilité naît du rapprochement des deux fissures ou des deux grabens initialement décalés. Le chevauchement des structures, sur un plan, s'effectue selon une courbe qui tend à rapprocher leurs extrémités. La longueur du chevauchement est fonction de la distance qui les sépare, dans un rapport de 1/3 pour les "O.S.C." (McDonald *et al.*, 1984).

L'extension se poursuivant, les structures initialement décalées s'alignent en général par l'abandon d'une branche (McDonald *et al.*, 1984 ; Gente *et al.*, 1984 ; Hékinian *et al.*, 1985). Le problème au niveau des dorsales océaniques se complique par les remontées de magma à l'axe qui donnent la forme de rides à ces structures. Ces structures sont-elles des frontières dans la croûte pour le volcanisme superficiel ? pour l'ensemble de la croûte ? Sont-elles des structures stables dans l'espace,

c'est-à-dire se reproduisent-elles aux mêmes endroits ? ou migrent-elles le long de l'axe ? ou retrouve-t-on leurs traces sur les flancs de la dorsale ? D'où vient le décalage initial provoquant ces structures ? Toutes les structures ont-elles la même importance ?

Une réponse pourra être apportée à plusieurs de ces questions concernant le volcanisme par l'étude détaillée de différents segments axiaux. Toutefois, quelques éléments de réponse peuvent être donnés dès maintenant concernant les autres questions.

Tout d'abord, retrouve-t-on la trace des "OSC" sur les flancs de la dorsale ?

Trois "OSC" (fig. 56) semblent correspondre à des structures visibles sur le flanc de la dorsale : ceux de 12°54'N (Schouten et Klitgord, 1983), de 5°30'N (Lonsdale, 1985) et 9°03'N. Celui de 12°54'N correspondrait à la continuité possible sur l'axe de la zone de fracture O'Gorman mise en évidence par la carte d'anomalies magnétiques de Klitgord et Mammerickx (1982). McDonald (1983), McDonald *et al.* (1984) suggèrent que la contrainte de la bathymétrie et le décalage dans les anomalies magnétiques sont peu importantes étant donné le manque de précision des données. De plus, la trace possible de la zone de fracture O'Gorman s'arrête à une grande distance de l'axe (une centaine de kilomètres) (fig. 56). La trace possible à 9°03'N correspond à un alignement de hauts bathymétriques situés également à une soixantaine de kilomètres de l'axe actuel (Lonsdale, 1985). A 5°30'N, un alignement de volcans est visible et se termine par la présence de l'"OSC" sur l'axe actuel. Lonsdale (1985) propose l'existence d'une discontinuité crustale à l'emplacement des "OSC" et un surplus volcanique à cet endroit expliquerait la formation des rides et des volcans. Pour cela, l'auteur considère l'existence d'une chambre magmatique d'une vingtaine de kilomètres de large.

McDonald *et al.* (1984) suggèrent que le surplus volcanique est en contradiction avec la bathymétrie qui correspond à une dépression au niveau des "OSC" (fig. 39). La chaîne des volcans sous-marins serait due à une activité volcanique hors axe sur la branche abandonnée (McDonald *et al.*, 1984). Cette hypothèse est confortée par la présence d'un volcan au centre de l'"OSC : Cobb Offset", sur la dorsale Juan de Fuca, volcan ancien, antérieur à la mise en place de l'"OSC" (Davis *et al.*, 1985).

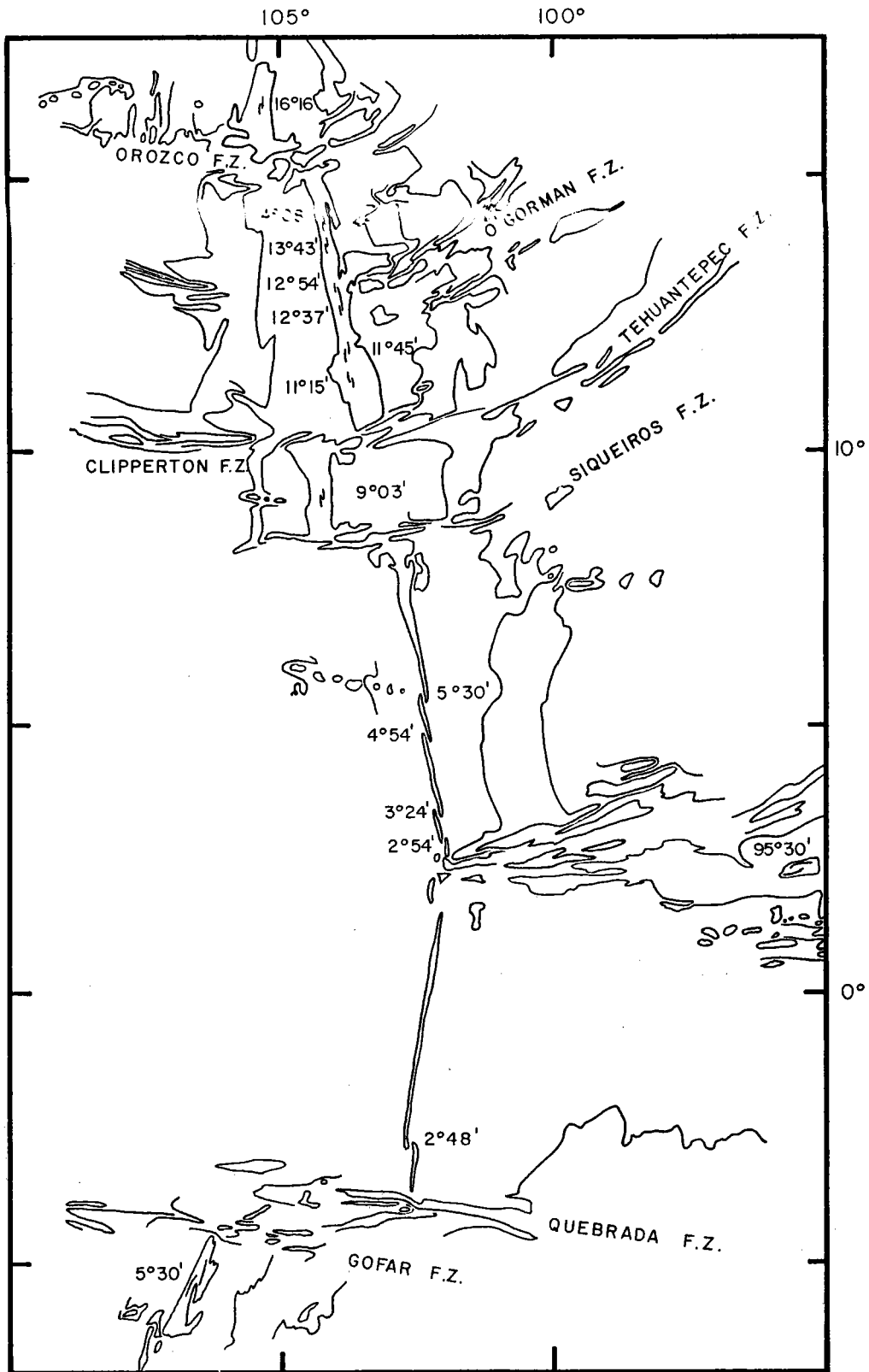


Figure 56 : Localisation des "O.S.C." sur la carte bathymétrique de Mammerickx et Klitgord (1982). Le positionnement des "O.S.C." a pu être effectué à partir des données de McDonald et al. (1984) et de Lonsdale (1985b).

Ces structures migrent-elles le long de l'axe ?

Crane (1985), Crane et Kastens (sous presse) suggèrent que les "OSC" migrent le long de l'axe. La migration de ces structures serait une conséquence de la migration des cellules magmatiques profondes. L'hypothèse de la migration de ces cellules le long de l'axe est proposée à partir de l'observation d'une ligne de volcans oblique par rapport à l'axe (Fornari *et al.*, 1984), volcans qui auraient pris naissance dans le domaine axial, successivement, et liés directement au maximum d'émission volcanique à l'axe (Crane, 1985).

Lonsdale (1985) pense que la distance séparant les deux rides des "OSC" est constante dans le temps. L'"OSC" évolue soit par sauts d'axe longitudinaux successifs sur une branche pour allonger cette dernière, accompagné ou non d'une courbure de cette branche, soit par migration d'une branche, c'est-à-dire propagation dans la croûte ancienne ("propagating rift"), l'autre branche reculant tout en conservant la distance les séparant. La résultante serait l'existence d'une discontinuité crustale donnant des structures obliques par rapport aux directions structurales parallèles à l'axe comme à 3°25'N ou visible dans les anomalies magnétiques (9°03'N, 11°S, 21°S), ou encore signalée par une chaîne de volcans sous-marins (5°30'N). Le taux de migration de l'"OSC" serait de 30 à 40 mm/an (Rea, 1978 ; Lonsdale, 1983).

Mcdonald *et al.* (1984) proposent que les "OSC" apparaissent de façon plus ou moins aléatoire sur l'axe de la dorsale. La création puis la disparition d'un "OSC", c'est-à-dire le réaligement des axes d'accrétion, sont reliées à d'autres endroits de la dorsale. Ainsi, aucune migration n'existerait, les structures apparaîtraient et disparaîtraient successivement en différents points. Ce phénomène serait la conséquence directe d'une croûte se fracturant sous les contraintes d'extension, les décalages des structures longitudinales apparaissant point par point, le volcanisme étant un phénomène passif, se mettant en place dans les fractures de la croûte.

En conclusion, toutes les structures de moins de 3 km de large semblent associées à un phénomène superficiel de la croûte en réponse à l'extension. Les structures de plus de 6 km sont, soit liées à des frontières individualisant de façon plus importante la construction de la croûte océanique, soit répondent aux mêmes phénomènes que les petites structures. Elles pourraient être aussi équivalentes à des "propagating rifts", comme celui de "Cobb Offset" sur la dorsale Juan de Fuca (Johnson *et al.*, 1983). L'étude des segments situés à 13°N et 11°30'N et sur la ride Est-Pacifique sud permettra de mieux cerner la construction volcanique de l'axe et ces phénomènes superficiels pour la construction de la morphologie axiale.

V - LE SECTEUR 13°N

Ce secteur, certainement un des mieux étudiés de la dorsale Est-Pacifique, est devenu le chantier naturel qui sert de zone de référence. En effet, le grand nombre de campagnes réalisées dans cette zone, ayant débuté par la reconnaissance de la morphologie et de la structure (Seairise 1980, Clipperton 1981, et une campagne du Lamont 1983), suivies d'une exploration intensive (58 plongées) par submersible CYANA (Cyntharm 1982, Cyarise 1984), en a permis l'étude à différentes échelles d'observations. L'établissement d'une carte géologique de la partie axiale de la dorsale a ainsi été rendu possible. La présence de manifestations hydrothermales donne un intérêt encore plus important à ce secteur.

1 - Contexte morpho-structural

a - cadre général

Situé au sommet du haut topographique entre 12°N et 14°N, ce secteur est limité au Nord et au Sud par deux relais d'axe d'accrétion respectivement à 12°54'N et 12°38'N (fig. 57). Sur une transversale à la structure de 12°38'N, le mont sous-marin Clipperton (12°36'N, 104°03'N), à 18 km de l'axe, correspond à un édifice volcanique important avec un dénivelé de plus de 1000 m (Hékinian *et al.*, 1983 a et b). Ce volcan est bien défini à sa base par l'isobathe 3000 m, délimitant ainsi des petits reliefs annexes au Nord et à l'Est, parties intégrantes de cet ensemble volcanique. Le symétrique, de taille beaucoup plus modeste -une centaine de mètres de haut- est délimité également par l'isobathe 3000 m. Le volcan situé à 12°53'N et 103°51'W, d'une élévation de 200 m, se trouve sur une perpendiculaire à l'axe partant du petit volcan au Sud du relais de 12°54'N.

Le domaine axial de la branche nord du relais de 12°54'N est constitué par un dôme. Ce dôme est entaillé par endroits par un petit graben, succédant à quelques failles et fissures sur les autres parties (fig.58). Ce dôme est élevé d'une centaine de mètres et mesure 1 à 2 km de large.

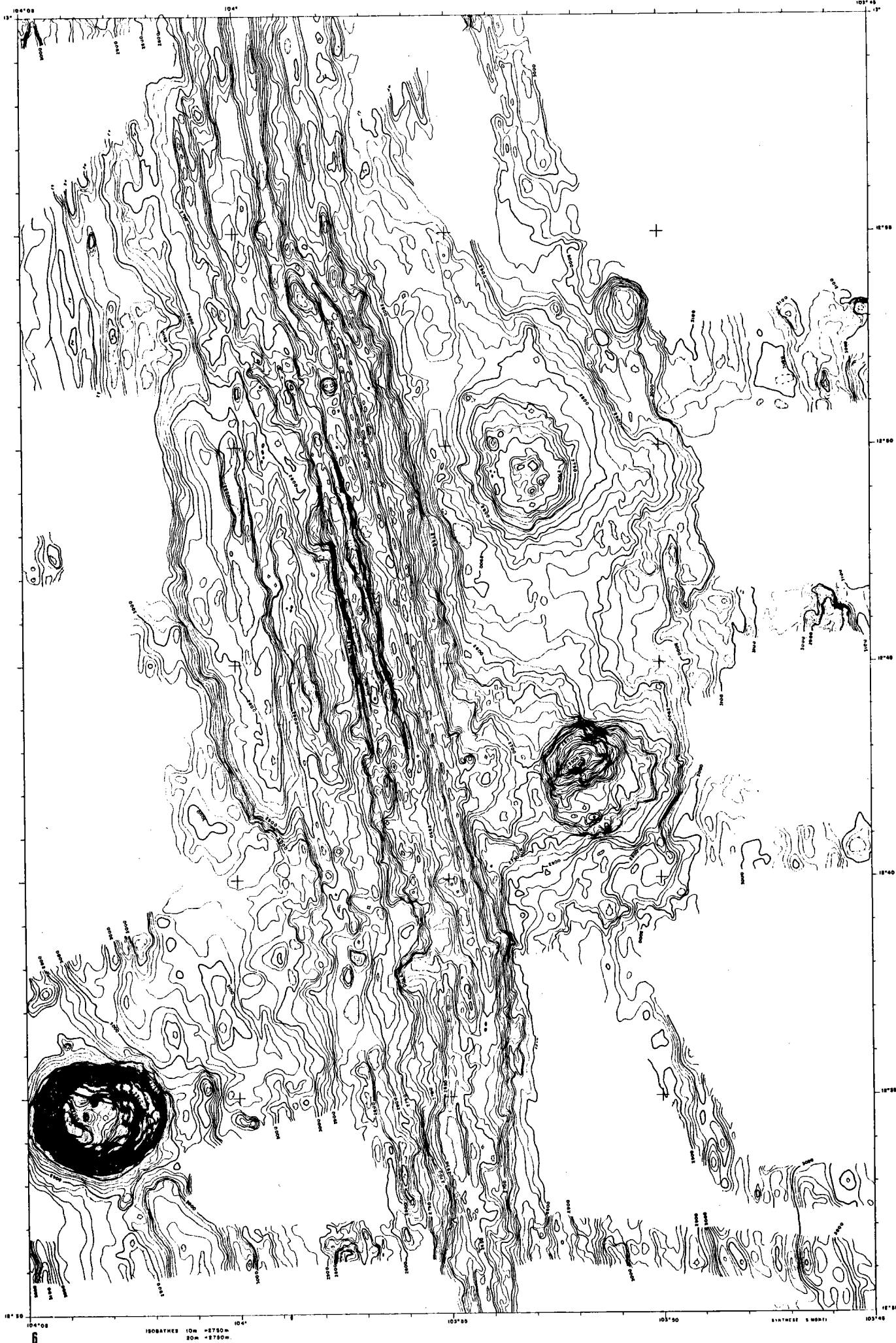
Sur la branche sud du relais de 12°37'N, l'axe présente un dôme sur 3 km environ, puis passe à un graben qui s'approfondit vers le Sud jusqu'à une trentaine de mètres. Cette branche est moins linéaire que celle du Nord. Sa largeur passe de 500 m à 2,5 km, avec un dénivelé variant de 200 à 300 m.

La direction générale des linéations structurales sur l'ensemble de la zone est N 170.

b - le secteur considéré

- *Les flancs*

La carte bathymétrique (fig.59) s'étend sur environ 10 km de part et d'autre de l'axe d'accrétion et sur 30 km de long, entre 12°38'N et 12°54'N. Elle montre, sur le flanc ouest, une série de rides et de



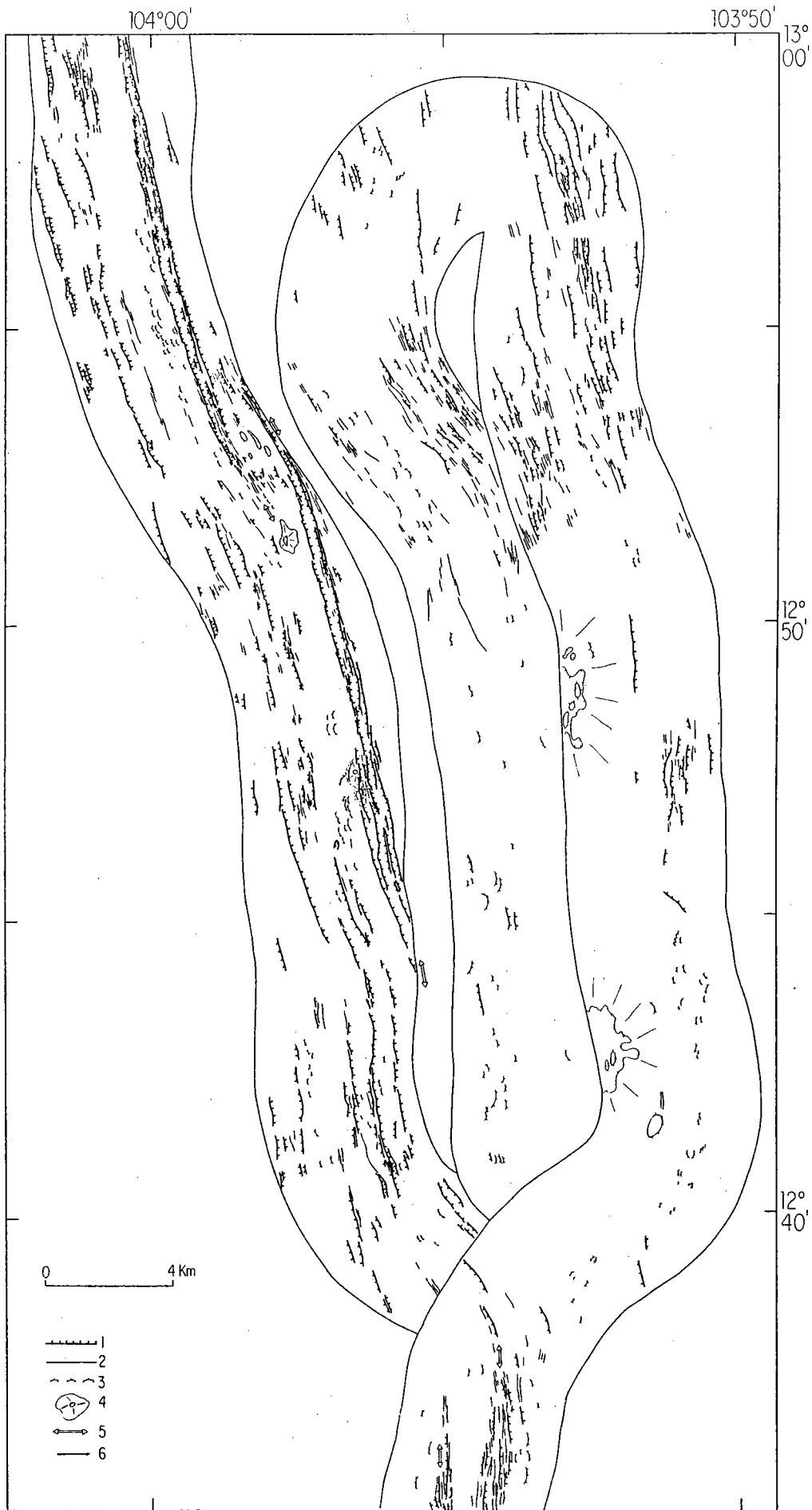


Figure 58 : *Interprétation du lever sonar latéral Seamark I (1 : faille, 2 : linéation, 3 : coulées de laves ?, 4 : volcan, 5 : axe, 6 : pente)*

Figure 57 : *Carte bathymétrique de l'ensemble du secteur 13°N. Au Sud-Ouest, le mont Clipperton.*

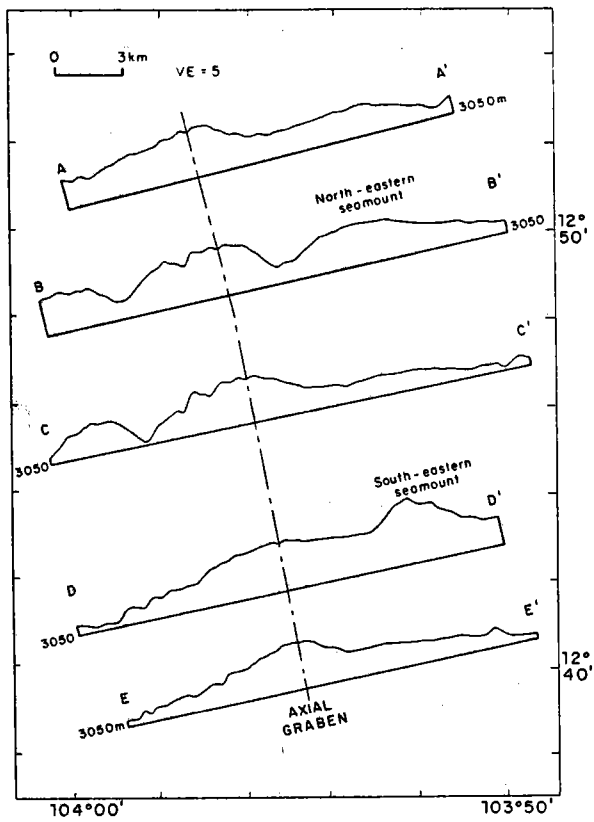
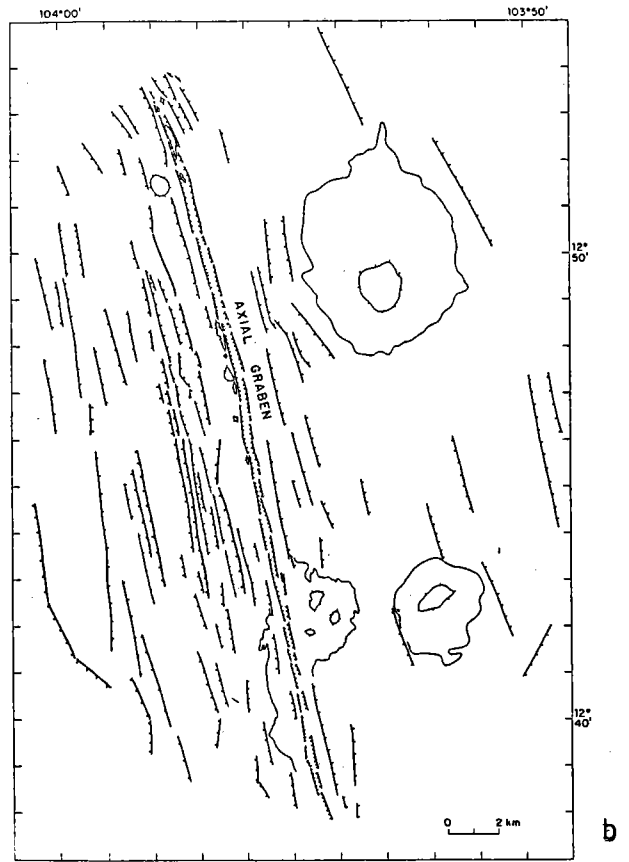
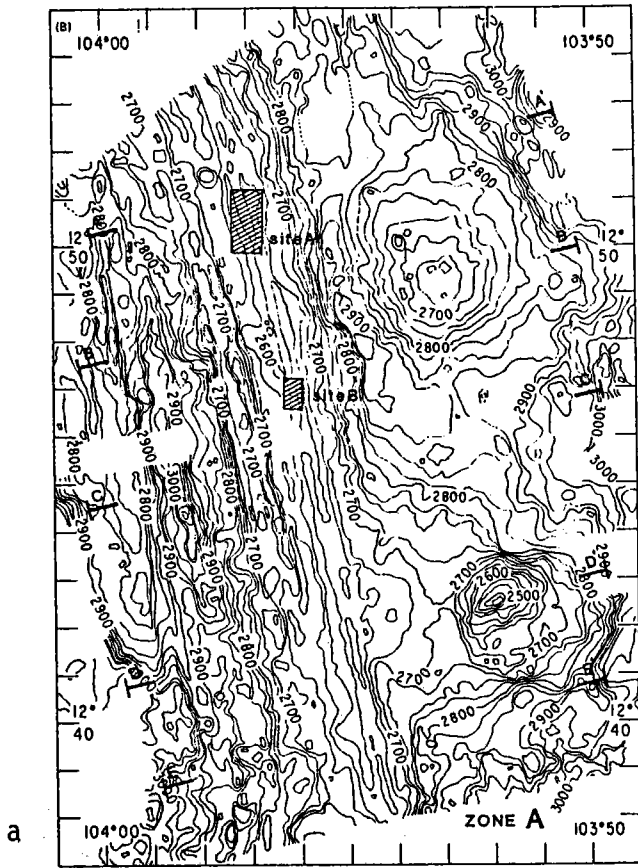


Figure 59 : Carte bathymétrique (a) et interprétation structurale (b) du secteur 13°N et localisation des deux sites étudiés en détail (A et B) et des coupes bathymétriques (c).

C

dépressions parallèles à l'axe (± 100 m de haut) (fig. 57 et 59). Sur le flanc Est, les structures sont oblitérées par la présence à 6 km de l'axe, de deux volcans qui culminent respectivement à 2640 m et 2470 m de profondeur au Nord et au Sud (Choukroune *et al.*, 1984). Symétriquement à ces volcans par rapport à l'axe, une ride, culminant à 2720 m, allongée parallèlement à l'axe, s'étend sur une longueur égale à la longueur des deux volcans et de la distance les séparant. La construction de cette ride pourrait donc être contemporaine de la mise en place des volcans au niveau de l'axe. La structure circulaire de ces volcans impliquerait une continuation de l'activité volcanique hors axe à l'Est.

- *Le domaine axial*

La partie axiale est composée d'un plateau plus ou moins bien marqué (fig. 59), de 3,5 km de large dans sa partie la plus large, et de quelques centaines de mètres de haut. Le graben central entaillant ce plateau atteint une cinquantaine de mètres dans la partie Nord, et s'atténue vers le Sud pour pratiquement disparaître vers $12^{\circ}38'N$.

De façon générale, le mur ouest du graben est plus élevé d'une dizaine de mètres que son homologue à l'Est. Au sommet du mur ouest, la présence de petites structures circulaires (fig. 59) d'origine volcanique (fig. 58) accentue cette asymétrie.

- *La structuration*

La principale rupture de pente présente des regards externes. Les pentes à regards internes sont de dimension beaucoup plus réduite (fig. relevé structural + coupes). La direction générale parallèle au graben axial est N 165. Au Nord et au Sud de la zone, à proximité des "OSC", les directions de linéations s'orientent au N 160. Ces directions structurales parallèles à l'axe se retrouvent sur les images du sonar latéral, Seamarc I (fig. 58). L'obliquité des structures proches des "OSC" se ressent à une distance de 4 à 5 km de l'axe. Les deux monts à l'Est de l'axe oblitèrent bien toutes les structures qui réapparaissent au Nord. Les principaux escarpements à regards externes observés au Seabeam ne correspondent pas à des failles majeures. La majorité des failles à l'Ouest de l'axe sont à regard interne (fig. 58). A l'Est, par contre, la structuration est représentée par des failles à regards internes et externes.

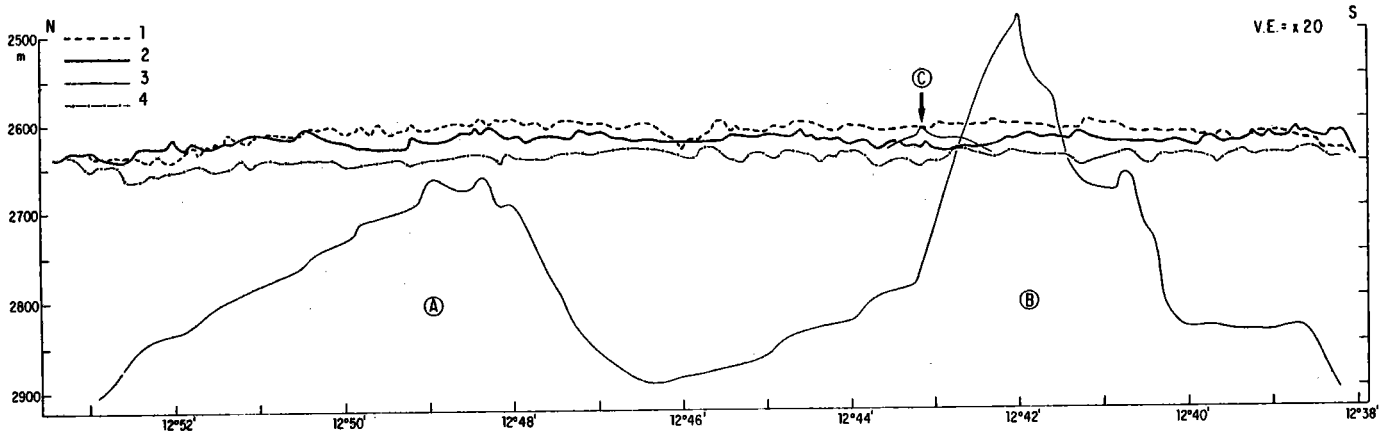


Figure 60 : Coupes bathymétriques longitudinales du domaine axial du secteur 13°N et des monts à l'Est de l'axe. La coupe des deux monts est projetée suivant une perpendiculaire à l'axe. A remarquer la dépression dans les murs du graben à $12^{\circ}46'\text{N}$. Les monts se situent, en projection, au centre des deux segments élémentaires définis sur l'axe.
A : mont du Nord-Est, B : mont du Sud-Est, C : demi-volcan en formation accolé à l'axe.
(1 : mur Est, 2 : mur Ouest, 3 : coupe des monts sous-marins projetée, 4 : fond du graben).

- *Le graben axial*

La zone axiale est caractérisée au Sud de l'OSC de 12°53' par trois segments de graben en échelon à décalage dextre (Choukroune *et al.*, 1984). Ces structures en échelon ont une complexité plus importante en fait. Elles présentent un décalage sénestre de 12°48'N à 12°51'N, les autres parties montrent un décalage dextre (Gente *et al.*, 1986).

A 12°47'N, le graben possède sur son mur ouest deux structures volcaniques. Dans la même zone, on observe un plancher interne complexe, c'est-à-dire tectonisé, avec des grabens en relais. Au niveau de l'OSC de 12°37'N, le graben disparaît. La branche au Nord de 12°53'N possède un petit graben d'une dizaine de mètres, décalé vers le bord ouest (cf § "OSC" 12°53'N). Plus au Nord, ce graben disparaît, l'axe présente alors une structure en dôme avec des failles bien marquées sur le bord est, puis à nouveau un graben discontinu et de taille peu importante.

- *Morphologie longitudinale de l'axe*

Une coupe le long de l'axe montre un bombement avec un dénivelé de 50 m (fig. 60). Au Nord et au Sud, les dépressions correspondent à la présence des OSC (fig. 54a). Une dépression d'une trentaine de mètres apparaît sur le mur ouest au niveau de 12°46'N. Une autre à 12°43'N sur le mur Est concorde avec l'existence d'un volcan hors axe (fig. 60). La profondeur du plancher interne du graben ne varie pas énormément - environ une vingtaine de mètres (Ballard *et al.*, 1984) -. Toutefois, au Nord de 12°46'N, la pente de 0,2 % du plancher interne est à peu près continue jusqu'à 12°52'30"N et parallèle à celle des murs et les dépressions sont distantes l'une de l'autre d'environ 2 km. Au Sud de 12°46'N et jusqu'à 12°42'N, la distance séparant les variations de profondeurs est plus courte (1 km), sans pente marquée. La morphologie est ainsi plus accidentée. Au Sud de 12°42'N, le plancher redevient semblable à celui rencontré au Nord de 12°46'N. Une coupe parallèle à l'axe passant par les deux monts sous-marins situés à l'Est de l'axe d'accrétion projetés perpendiculairement à l'axe, montre que le maximum de profondeur se situe aux extrémités et autour de 12°46'N. Les sommets des monts sous-marins cor-

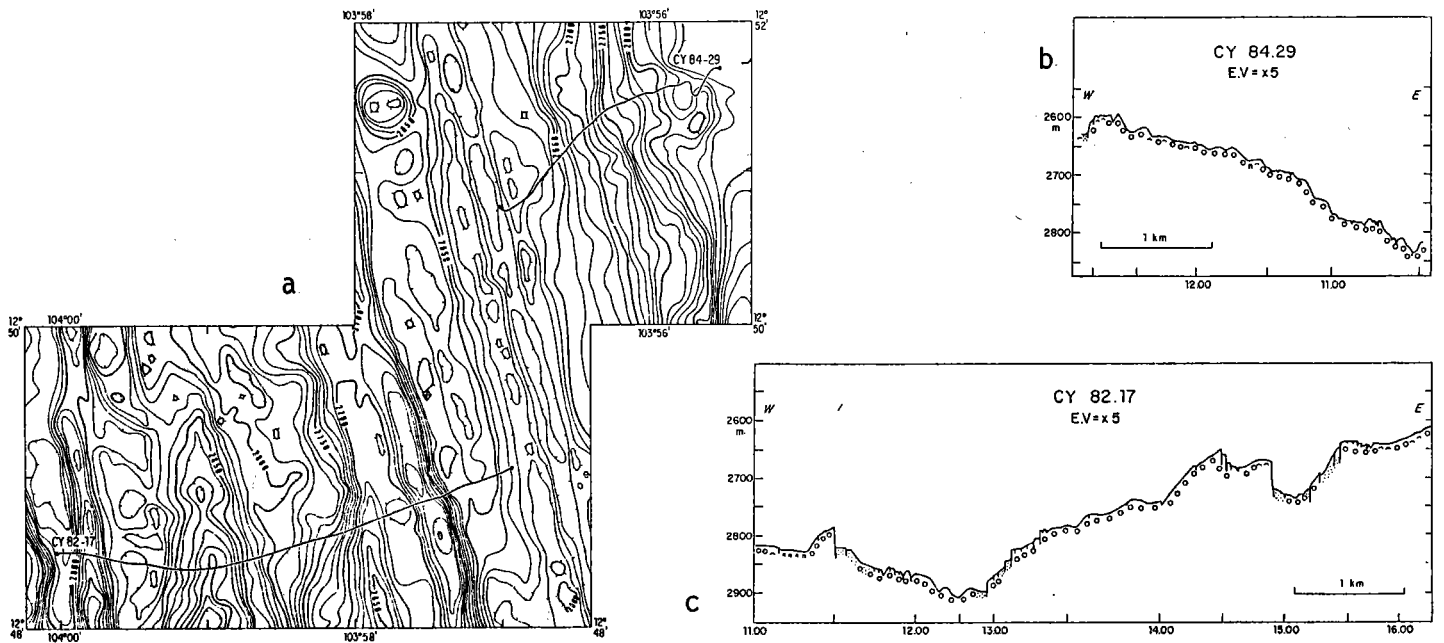


Figure 61 : Localisation des plongées hors axe dans la zone nord (a), et coupes géologiques (b et c) de ces plongées. Pendant la plongée CY 82-17, seule la faille la plus Est est active (Choukroune et al., 1984) (légende figure 63).

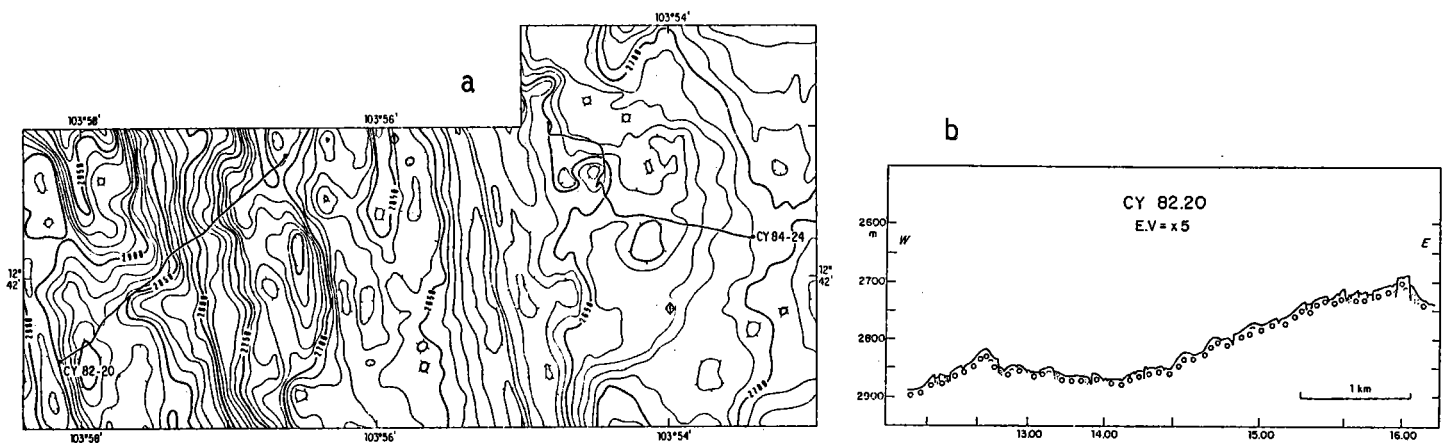


Figure 62 : Localisation des plongées hors axe dans la zone sud (a) et coupe géologique de la plongée CY 82-20. Aucune faille active n'a été observée. La plongée CY 84-24 est décrite sur la planche couleur hors texte.

respondent approximativement aux centres des segments individualisés au Nord et au Sud de $12^{\circ}46'N$, qui se situent aux points les plus élevés des segments.

2 - Coupes des plongées hors axe

Plusieurs plongées hors axe ont été effectuées à $13^{\circ}N$. Situées à proximité du graben axial, trois plongées correspondent à des coupes plus ou moins transverses à l'axe (CY 82-17, CY 82-20, CY 84-29) et deux à l'exploration des monts volcaniques à moins de 2 km de l'axe (CY 82-18, CY 84-24).

a - les coupes transverses à l'axe (CY 82-17, CY 82-20, CY 84-29)

Ces coupes, situées de part et d'autre du graben axial (fig. 61 et 62) mettent en évidence le régime volcanique et tectonique. Des laves en coussins, avec quelques passées de laves lobées et de lacs de laves entièrement couverts de sédiments (CY 82-17 11 h 15) caractérisent le régime volcanique. Les failles présentant un rejet important (10 à 50 m) sont toutes à regards internes, à l'exception d'une faille active observée à moins de 3 km de l'axe (Choukroune *et al.*, 1984) lors de la plongée CY 82-17 (fig. 61). Les pentes externes construites volcaniquement sont associées à des failles de rejet peu important (de l'ordre de la dizaine de mètre au plus) à regard interne (CY 82-17, CY 82-20). La fissuration est peu importante et semble toujours ancienne étant donné les sédiments qui viennent saupoudrer les parois. La faille reconnue active (CY 82-17) présente des éboulis frais sans couverture sédimentaire, et aussi quelques passées sédimentaires remobilisées. A l'opposé, toutes les autres failles n'ont pas ces caractéristiques et l'on peut ainsi les considérer comme inactives actuellement. Pour chaque escarpement, l'inactivité semble dater de la formation des failles qui le constituent, car l'épaisseur des sédiments qui recouvrent les éboulis au pied des failles semble équivalente à celle déposée sur les laves non tectonisées avoisinantes. Pour cette même raison, la formation des failles a dû se passer très proche de l'axe volcanique. La présence de piliers (planche 3, Annexe 4), encore en place dans un lac de lave, et émergeant du sédiment, mon-

tre que l'activité tectonique, depuis leur formation, a dû être excessivement réduite, voire même inexistante si l'on considère que le matériel les constituant croît de façon régulière en s'éloignant du graben axial.

Le régime tectonique des deux flancs présente des différences frappantes. En effet, la plongée CY 84-29, située sur le flanc Est, ne montre aucune faille. Toute la pente correspond à une construction volcanique. La faille active en fin de plongée concorde avec le mur du graben axial. La coupe transverse à l'axe sur 1,5 km lors de la plongée CY 82-20 (fig. 62) n'a permis d'observer aucune faille active. Aucune activité volcanique récente n'a été observée pendant toutes ces plongées.

En résumé, une asymétrie apparaît sur ces coupes. Sur le flanc Est, aucune activité tectonique n'est détectée. Au contraire, sur le flanc ouest, une faille active à moins de 3 km de l'axe a été observée. Cette faille se situe sur un escarpement bordant un graben, limité dans l'espace à une quinzaine de kilomètres le long de l'axe (fig. 57 et 59) qui pourrait alors correspondre à un effondrement localisé, récent. Ainsi, la limite de la zone "tectonique active" définie par Choukroune *et al.* (1984, 1985) ne serait valable que localement. Au contraire, l'absence de tectonique sur le flanc Est pourrait provenir de la présence des monts sous-marins bien qu'ils se trouvent au Sud de la coupe CY 84-29. Dans cette hypothèse, les monts sous-marins, loin de l'axe (6 km), auraient alors une influence sur le domaine axial, se traduisant par l'absence d'activité tectonique. Mais aucune lave fraîche n'a été observée pendant les plongées effectuées sur les volcans (Bideau et Fouquet, communication personnelle). Etant donné leur inactivité volcanique, il semble peu probable qu'il existe une influence quelconque de ceux-ci sur le domaine axial. Nous retenons donc la première hypothèse.

b - les plongées CY 82-18 et CY 84-24

La plongée CY 82-18 se situe au niveau du petit volcan à l'extrémité sud de la branche ouest, à 1 km de l'axe (fig. 47) (cf § "OSC" 12°54'N). Le passage entre le graben axial et le volcan ne montre aucune activité volcanique ou tectonique. Le demi-volcan exploré lors de la plongée CY 84-24 (fig. 64 et carte géologique hors texte) ne montre que des failles inactives en dehors de celle située à son sommet, sur laquelle se trouve une source hydrothermale active de type diffuseur. La morphologie semi-circulaire de cette structure suggère un volcan en

voie de formation ayant pris naissance à l'axe. Sur ce volcan, se trouvent des laves de types scoriacées ("hackly or jumbled flow") que l'on retrouve sur le volcan à 6 km à l'Est de l'axe (Bideau et Fouquet, communication personnelle). Les laves de ce demi-volcan sont recouvertes de quelques centimètres de sédiments seulement et semblent plus fraîches dans la partie sommitale.

3 - Données géologiques

Le secteur étudié, compris entre 12°41'N et 12°51'N, est certainement le mieux connu sur la dorsale Est-Pacifique. Deux domaines sont différenciés le long du graben axial : les murs bordant le graben et le plancher interne.

a - les murs du graben

Dans la partie nord de la zone, les premiers escarpements marquent bien la limite du plancher interne. Dans la partie sud, à partir de 12°47'N et plus au Sud, les structures deviennent plus complexes et les murs correspondent à un ensemble de failles et de pans de murs qui ne délimitent pas clairement le plancher interne (fig. 65). La direction générale de tous les escarpements est N 165. Au Nord de 12°49'N (coupes 1 et 2, fig. 65 et fig. 63) les escarpements sont constitués de 2 à 3 gradins limités par des failles normales dont le rejet augmente avec la distance à l'axe. L'escarpement le plus externe constitue le mur principal du graben et atteint une vingtaine de mètres de hauteur. Le dénivelé global va de 40 à 50 mètres.

La zone entre 12°49'N et 12°46'N est intermédiaire (coupe 3 et 4, fig. 65). Les escarpements deviennent plus nombreux mais avec des rejets moindres totalisant une trentaine de mètres de dénivelé.

Au Sud de 12°46'N (coupes 5, 6 et 7, fig. 65) il n'existe plus de murs du graben bien individualisés. Le graben axial est ainsi formé de nombreuses dépressions bordées par des pans de murs et des failles normales. Il se dédouble parfois comme à 12°43'N (fig. 65) où les deux parties sont séparées par une ride axiale élevée d'une vingtaine de mètres et large de 60 mètres. Ce dédoublement de graben se situe dans une

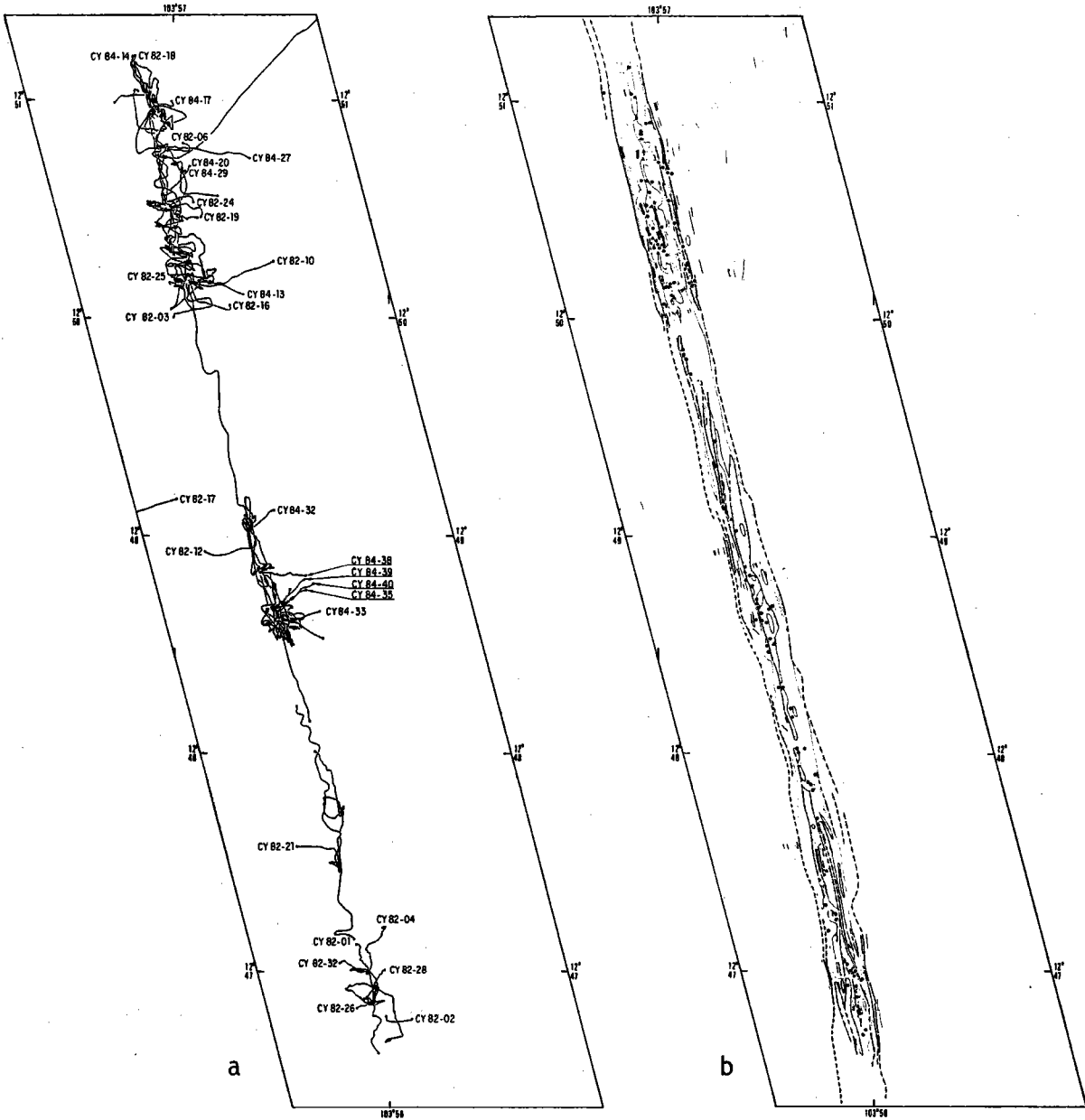


Figure 63 : Localisation des plongées (a) et structures majeures (b) de la zone nord du secteur 13°N (voir carte couleur hors texte) (campagnes Cyatherm 1982 et Cyarise 1984).

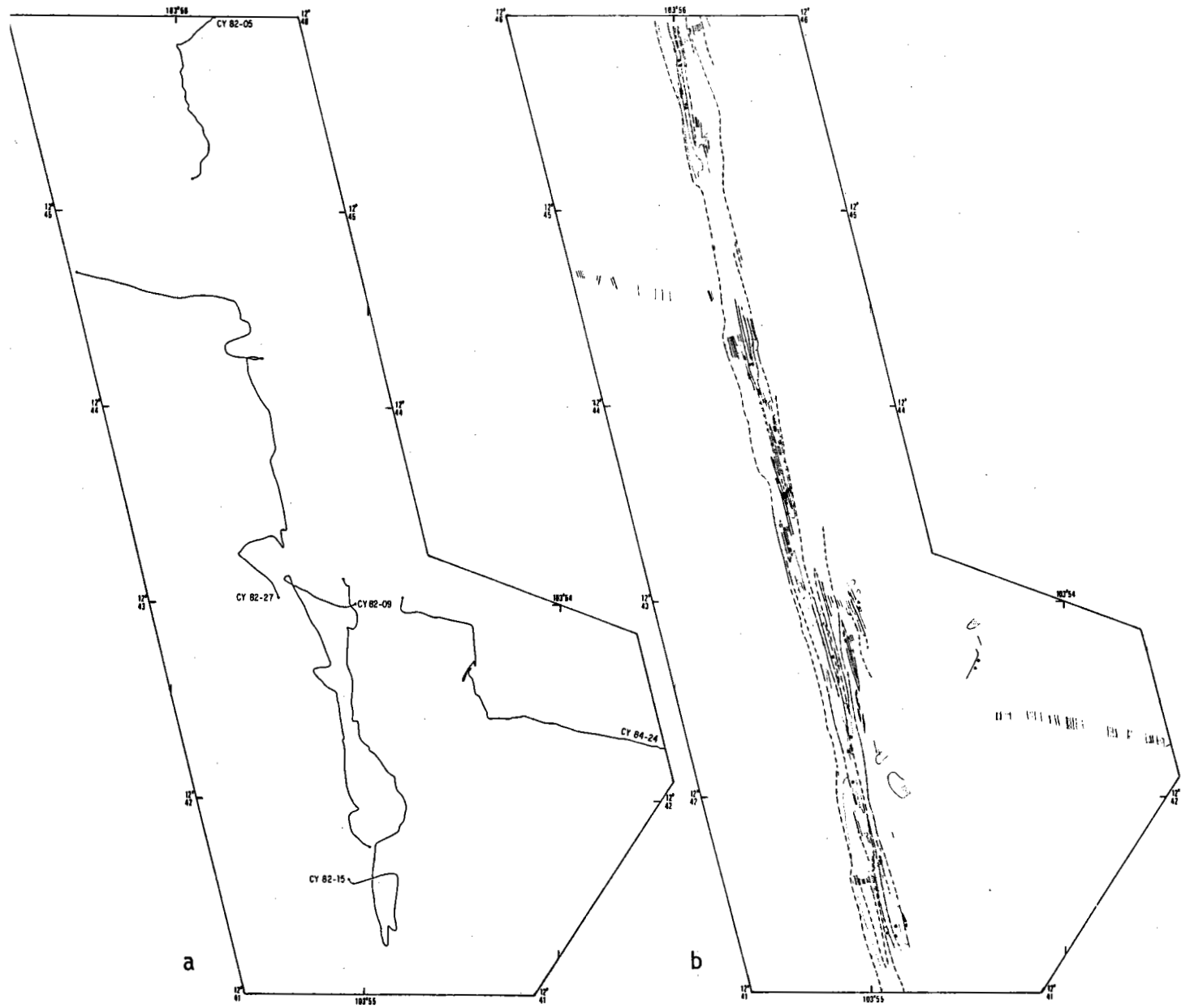


Figure 64 : Localisation des plongées (a) et structures majeures (b) de la zone sud du secteur 13°N (voir carte couleur hors texte) (campagnes Cyatherm 1982 et Cyarise 1984).

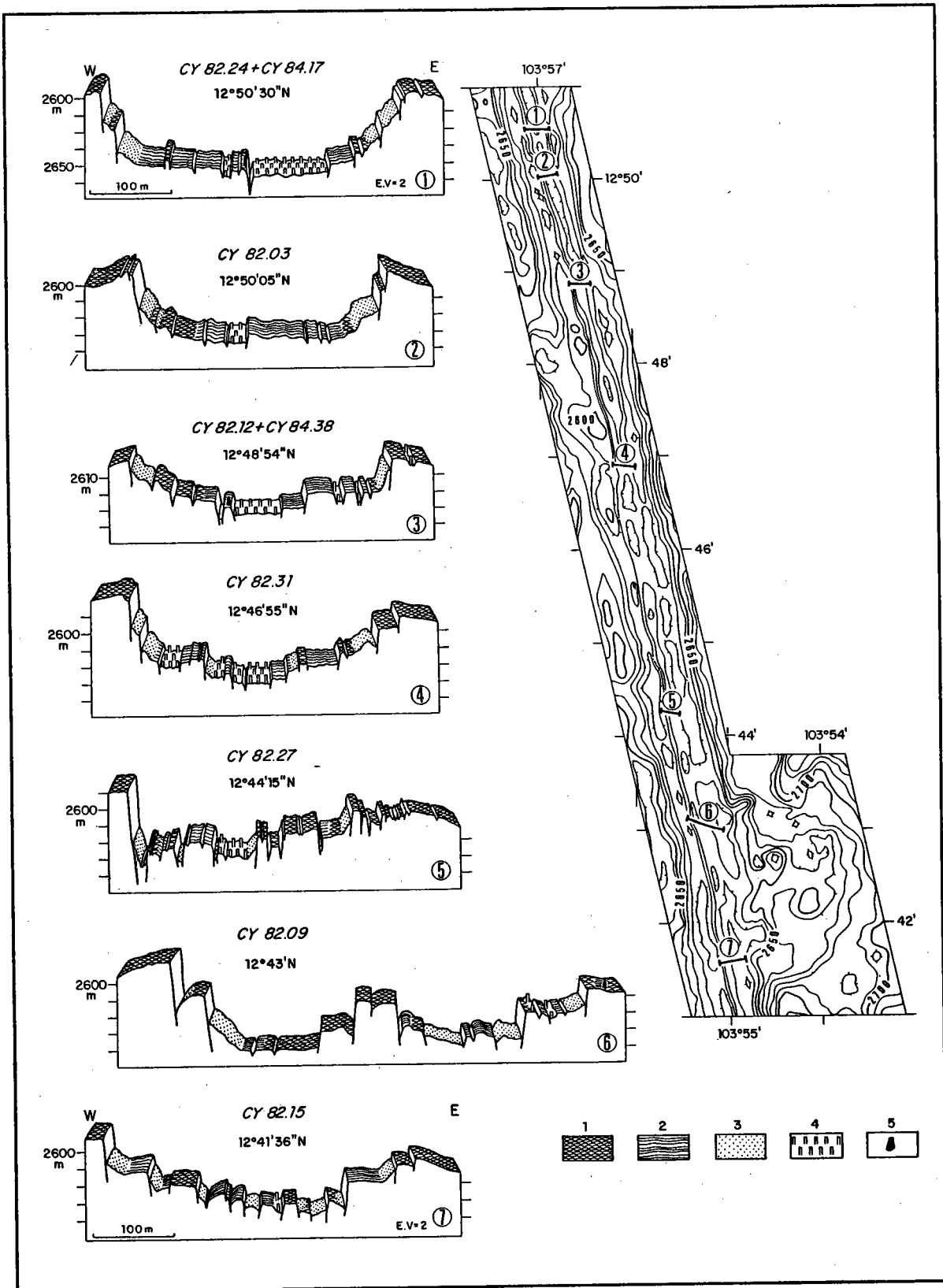


Figure 65 : Coupes bathymétriques et géologiques effectuées à travers le graben axial du secteur 13°N, et positionnement de ces coupes. Ces coupes sont le résultat d'une plongée ou d'une synthèse de deux plongées effectuées lors des campagnes Cyatherm (1982) et Cyarise (1984). 1 : lavas en coussins, 2 : lavas lobées, 3 : éboulis, 4 : lacs de lave, 5 : site hydrothermal.

zone où s'effectue la mise en place d'un volcan. La zone d'extension semble donc plus large à ce niveau comparativement au reste du graben axial. Le dédoublement pourrait être la signature tectonique de cette zone particulière. Le deuxième escarpement en venant de l'Est sur la coupe 6 correspond à la continuité du mur principal du graben plus au Sud. Au Nord de la coupe 6, le graben Est semble se terminer au Sud de $12^{\circ}44'N$, tandis que le graben ouest correspond au graben principal où se situe l'activité récente.

L'activité tectonique sur le sommet des murs est essentiellement fissurale. Les fissures, de 0,5 à 2 m de large s'élargissent jusqu'à 7-8 m en se rapprochant de l'axe du graben. Le type morphologique des laves en coussins domine sur les murs avec quelques passées de laves lobées (lobate flow, Ballard *et al.*, 1979) d'extension très réduite (Gente *et al.*, 1986) (CY 82-10, CY 84-29, CY 82-17) (planches 1 et 2, annexe 4).

Les plans de faille exposent différentes coulées de laves en coussins surmontant parfois des laves massives d'aspect prismatique (planche 1, annexe 4).

Sur le site A (fig. 67), l'observation détaillée de certaines parties du mur est du graben (plongées CY 82-25, CY 82-30, CY 84-27 et CY 84-29) montre les différentes étapes de sa construction (fig. 69) (Gente *et al.*, 1986). Les fissures (S1) prennent naissance en haut des murs suivant un agencement en échelon. Par endroit, elles s'élargissent jusqu'à 6-7 m lorsque l'on s'approche des premiers escarpements du graben isolant ainsi des pans de murs (S2) qui s'effondrent en faille normale (S3). Les pans de murs peuvent basculer vers l'extérieur ou l'intérieur du graben (S4). Le démantèlement des murs crée une zone d'éboulis de 10 à 20 m de largeur au pied des failles (S5). L'effondrement des murs et leur démantèlement suggèrent que la largeur du graben augmente dans le temps à une vitesse supérieure au taux d'expansion. Quelques rides ont été observées sur le plancher interne du graben (cf § 5). Elles sont bordées par des laves de type morphologique (laves lobées) différent de celui observé sur la ride (laves massives ou en coussins) et sur les murs. L'aspect ancien de ces rides, sur le côté ouest du graben aux environs de $12^{\circ}50'30''N$ (fig. 67) (CY 82-19), par rapport aux laves adjacentes ainsi que leur morphologie en partie délabrée montre que leur

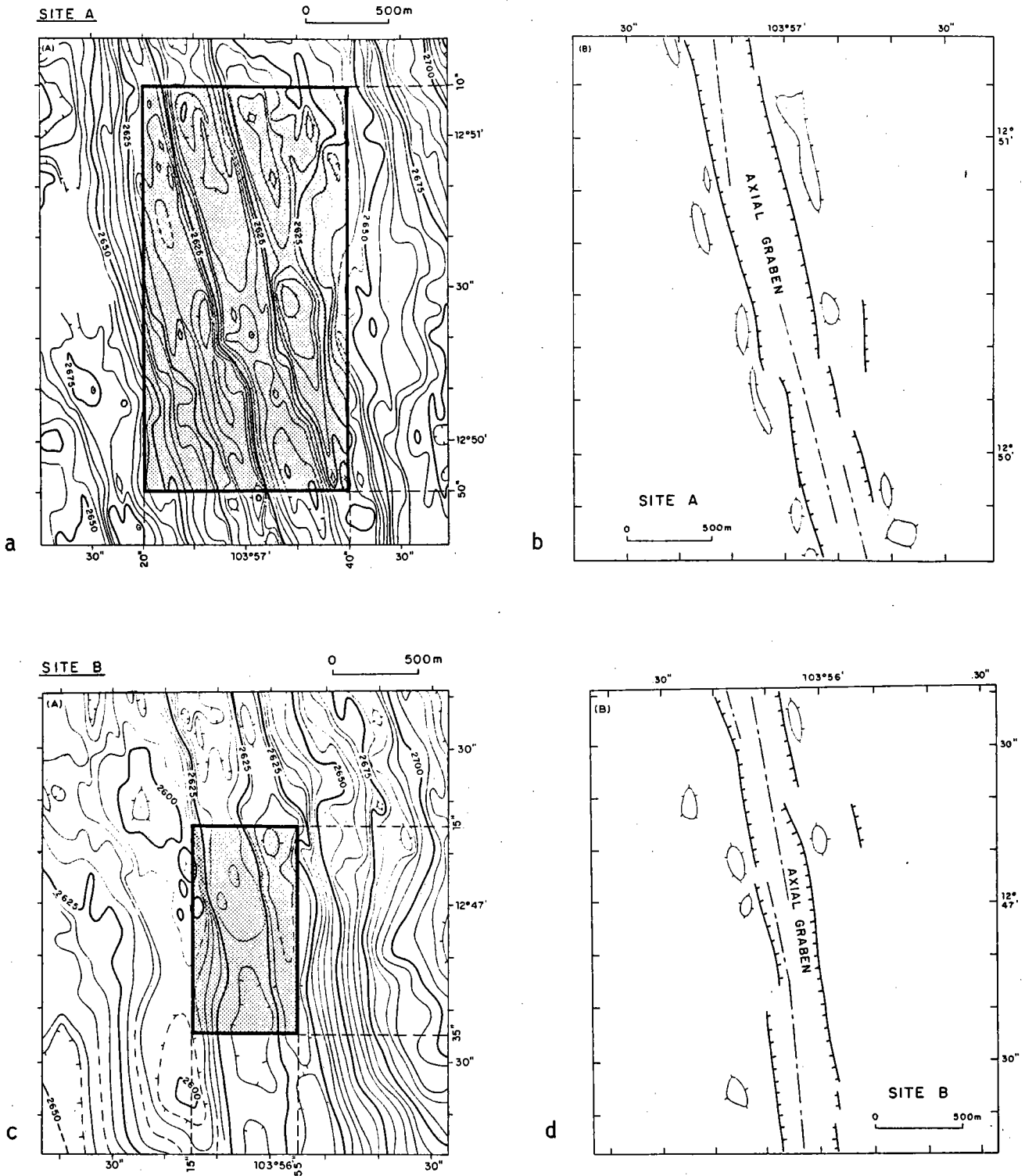


Figure 66 : Cartes bathymétriques et interprétations structurales des sites A (a et b) et B (c et d). Localisation (en grisé) des cartes géologiques (équidistance des isobathes : 5 m).

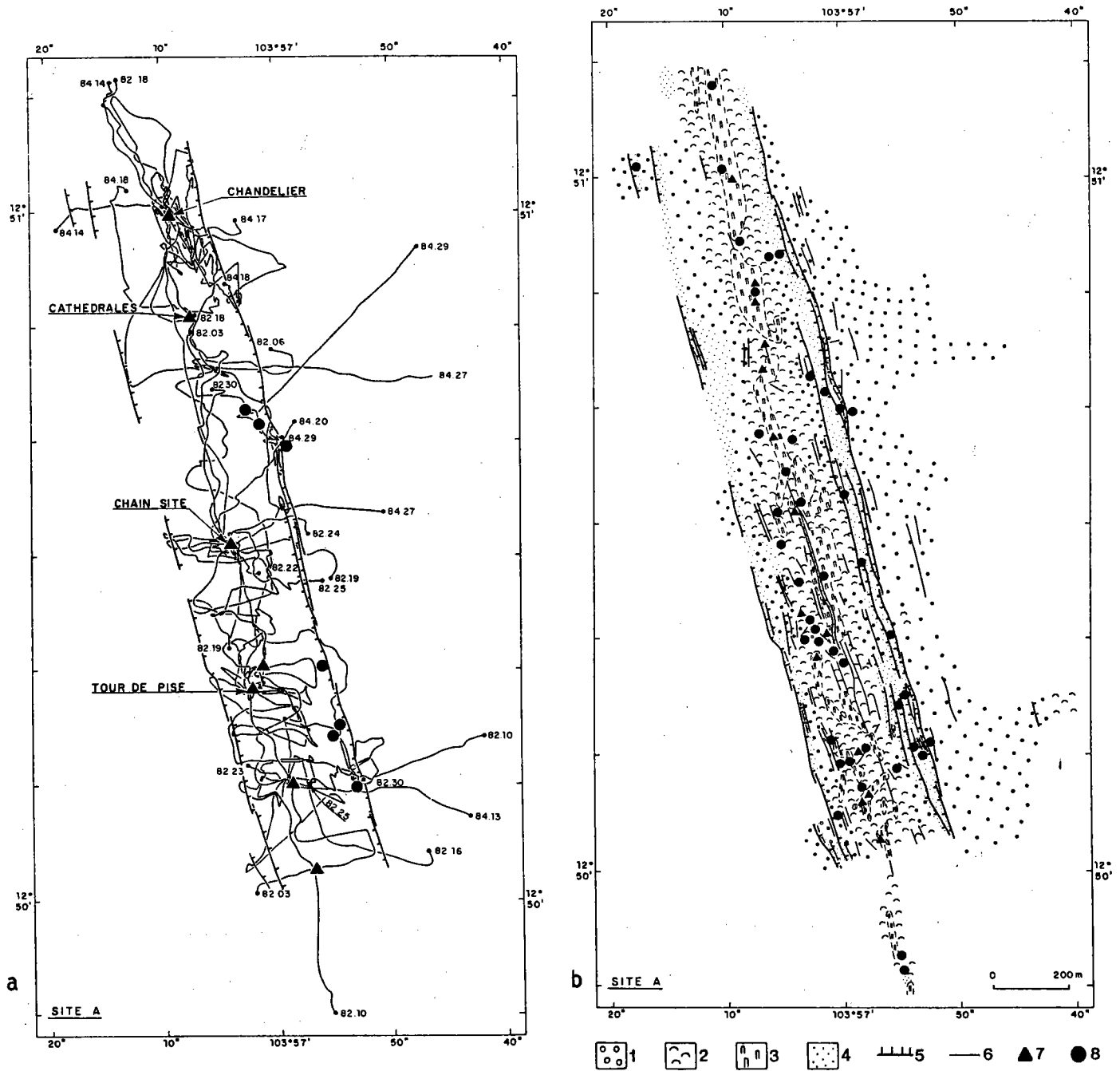


Figure 67 : Site A

- a) Parcours suivi par les plongées des campagnes Cyatherm (1982) et Cyarise (1984)
- b) Carte géologique effectuée à partir de ces plongées (1 : laves en coussins, 2 : laves lobées, 3 : lacs de lavas, 4 : éboulis, 5 : faille, 6 : fissure, 7 : site hydrothermal actif, 8 : inactif).

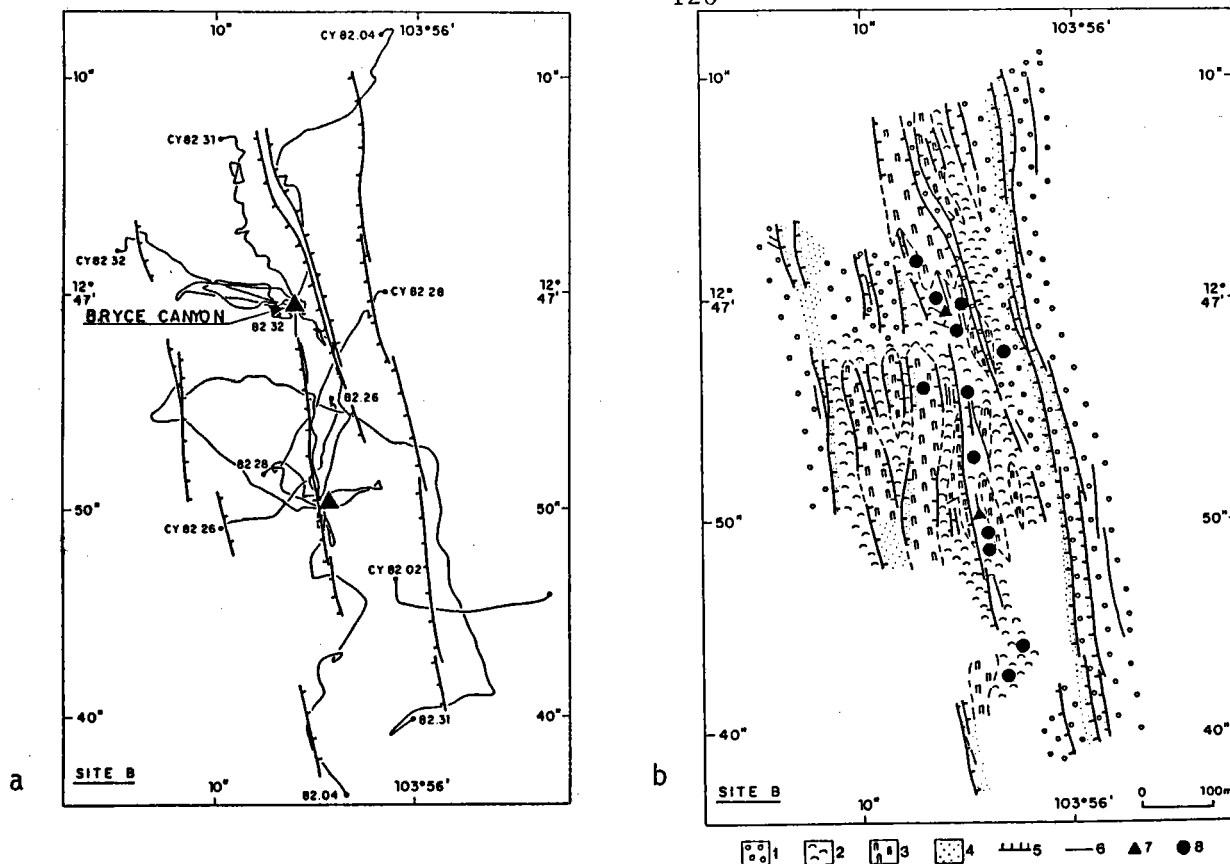


Figure 68 : a) Plan de positionnement des plongées (campagne Cyatherm 1982) effectuées dans le Site B. b) Carte géologique du site B. 1 : laves en coussins, 2 : laves lobées, 3 : lacs de laves, 4 : éboulis, 5 : faille, 6 : fissure, 7 : site hydrothermal actif, 8 : inactif.

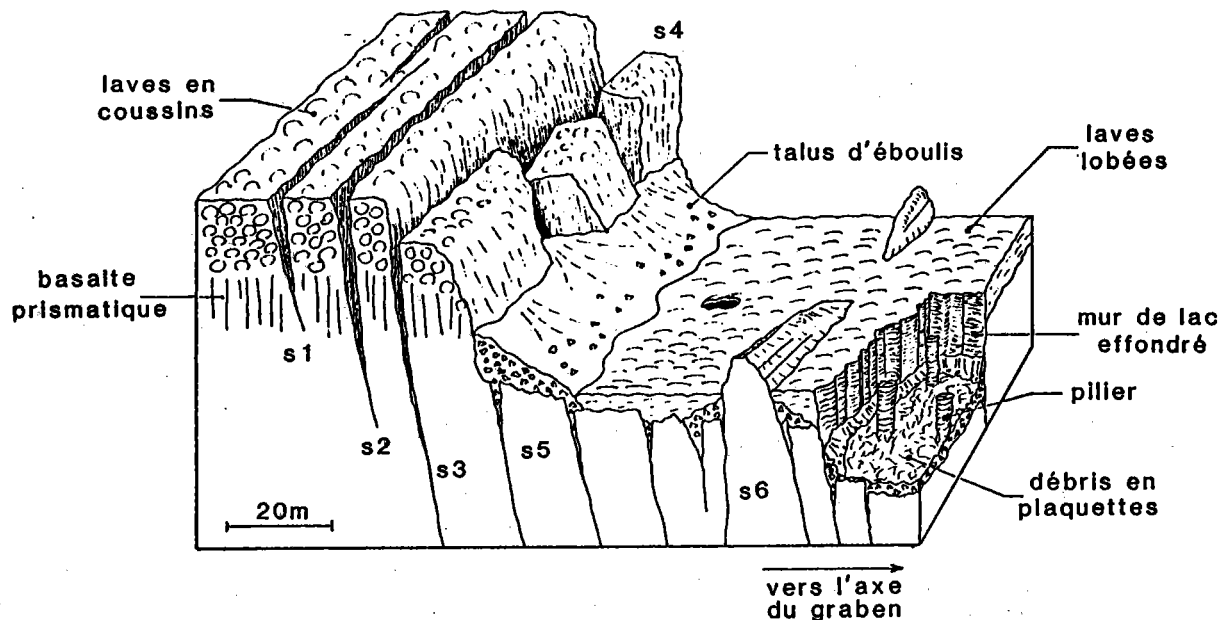


Figure 69 : Schéma d'évolution des murs du graben axial. L'extension créée réactive d'anciennes fissure (S 1) isolant des pans de murs (S 2) qui s'effondrent le long de failles normales (S 3), accompagné ou non d'un basculement (S 4). Puis les murs se désagrègent (S 5) formant un talus d'éboulis. Des murs incomplètement effondrés peuvent se retrouver au centre du graben (S 6).

formation est plus ancienne que leur environnement actuel. Ainsi, elles pourraient correspondre aux sommets non encore effondrés d'un pan de mur (S6, fig. 69).

A cela, s'ajoute l'existence des cheminées hydrothermales intactes au sommet des murs (CY 82-10, CY 84-27) contrastant avec les dépôts hydrothermaux en général éboulés au pied des murs (CY 84-27, CY 84-29,

CY 82-10) (planche 7, annexe 4). Cette observation montre que les cheminées se sont éboulées avec les murs. De plus, aucun éboulis n'est visible au-delà du pied des escarpements jusqu'à au moins 600 m en s'éloignant du graben (CY 82-10, CY 82-16, CY 82-17, CY 84-27, CY 84-29), seule une faille inactive à regard externe est à noter (CY 82-10) (Gente *et al.*, 1986).

A partir de ces observations, il apparaît que le graben axial de la ride Est-Pacifique à 12°50'N se forme par effondrement progressif en trois étapes :

- 1 - Création et élargissement des fissures qui permettent d'isoler des pans de murs. Cette phase se produit avant et après l'existence d'un graben. Dans ce deuxième cas, cette phase se situe au sommet des murs.
- 2 - Effondrement tectonique en failles normales de pans de murs, accompagné parfois d'un basculement de bloc. Le graben se crée et s'élargit ainsi de la même manière.
- 3 - Démantèlement des escarpements créant les éboulis au pied des murs et élargissant de cette façon le graben plus rapidement que ne l'impliquerait la vitesse d'expansion.

b - le plancher interne

- Terminologie

Dans la zone étudiée, sa largeur varie de 200 à 350 m en considérant les escarpements les plus externes. Les activités tectonique et volcanique se manifestent de diverses manières. En effet, cinq types morphologiques de lave se trouvent sur le plancher interne. Cette différence morphologique des extrusions magmatiques semble résulter de la température de mise en place, de la cinétique d'émission ou du volume émis instantanément plutôt qu'à une variation dans le chimisme des laves (Ballard *et al.*, 1979 ; Juteau *et al.*, 1980 ; Byers *et al.*, 1986 ; Bougault, communication personnelle).

Les laves lobées ("lobate flow", planche 2) et les lacs de laves ("lava lakes", pl. 2, annexe 4), également appelées laves fluides ("sheet flows" ; Ballard *et al.*, 1979 ou "ponded lavas" - Ballard *et al.*, 1984) seraient dues à des éruptions brèves mais volumineuses (Ballard *et al.*, 1979). La formation des lacs de laves serait due à des coulées prenant place dans des dépressions, la remontée de l'eau "froide" piégée donnerait les piliers, la lave chaude s'écoulant (Francheteau *et al.*, 1979). Les laves en coussins ("pillows lavas", planche 1) ainsi que les laves drapées ("folded-rippled flow", planche 2) (Ballard et Moore, 1977 ; Arcyana, 1978 ; Ballard *et al.*, 1979) représenteraient des éruptions lentes mais continues (Ballard *et al.*, 1979). L'existence de laves massives ("massives lavas", planche 1) décrite dans la zone FAMOUS (Arcyana 1978) mais non signalée sur les dorsales rapides, correspondent à des coulées importantes refroidies lentement au vu de leur aspect prismatique octogonal (Gente *et al.*, 1986). Ces coulées massives sont parfois recouvertes de laves en coussins (planche 1), visibles sur les plans de failles. Sur le plancher interne, ces laves ont l'aspect de grandes dalles plates (CY 82-09, planche 1), en général fissurées.

- Répartition des laves

La répartition et l'abondance relative de ces différents types morphologiques de laves varient tout le long de l'axe. Entre 12°47'30"N et 12°51'N, les laves fluides prédominent dans le centre du graben, les laves en coussins se localisent au pied des escarpements. Les lacs de laves occupent une position centrale, les plus larges (100 m environ) se situant à 12°50'30" et entre 12°48'30" et 12°49'20", et sont bordés par les laves lobées. Ces lacs prennent place dans des dépressions plus ou moins importantes, les plus profondes faisant 20 à 25 m (à 12°50'20"N). Quelquefois, deux coulées successives se superposent dans une même dépression (Gente *et al.*, 1986). Ces lacs de laves résulteraient des éruptions les plus récentes.

Au Nord de 12°50'20"N (site A, fig. 66) ces dépressions s'orientent N 165 puis N 170, prenant ainsi une légère obliquité par rapport à la direction générale du graben (N 165). Une fissure axiale de plus de 20 m de profondeur et d'une dizaine de mètres de large se situe

entre $12^{\circ}50'20''$ et $12^{\circ}50'30''$. C'est à l'Est de cette fissure, sur 80 m de large que s'étendent les lacs de laves dans cette zone. Entre $12^{\circ}50'$ et $12^{\circ}50'20''$ (site A, fig. 67) l'activité tectonique se traduit par de nombreuses fissures étroites (de 1 à 3 m de large), parallèles entre elles, et de direction générale N 165. Quelques lacs de laves, de superficie restreinte (100 m de long sur 20 m de large) s'alignent sur les plus importantes, l'ensemble se décalant sur le bord ouest du graben. Dans cette région, les laves lobées prédominent.

Entre $12^{\circ}49'$ et $12^{\circ}49'30''N$, une ride constituée de laves en coussins s'aligne obliquement (N 170) par rapport aux murs du graben. Au Sud et parallèlement à celle-ci, s'aligne un important lac de lave, bordé par deux escarpements de quelques mètres. Il prend ensuite une position plus centrale. Entre $12^{\circ}47'30''$ et $12^{\circ}46'30''$, le plancher interne devient plus accidenté. Des rides de laves en coussins segmentent le plancher, lui donnant un aspect de gradins, les laves fluides se mettent alors en place de part et d'autre de ces rides. Les lacs de laves ont une position centrale (coupe 4, fig. 65) jusqu'à $12^{\circ}47'N$, puis se décalent sur le bord ouest (site B, fig. 68). Ces structures en échelon à décalage dextre se situent au Sud de $12^{\circ}47'20''N$, également visibles sur les murs du graben, un décalage sénestre existant au Nord (fig. 68).

Entre $12^{\circ}45'$ et $12^{\circ}46'N$, la zone des laves fluides diminue de superficie, et se trouve accolée au mur ouest du graben. Ce secteur correspond à un passage : les laves ne sont pas toutes très fraîches comparées à celles du Nord, une couverture sédimentaire commence à apparaître.

Entre $12^{\circ}42'$ et $12^{\circ}45'N$, le graben axial est composé de laves en coussins et de laves massives principalement. Quelques passées de laves fluides se mettent en place dans les dépressions constituées entre les rides (coupe 5, fig. 65). Les laves sont toutes anciennes, recouvertes par une pellicule sédimentaire de quelques centimètres d'épaisseur par endroit. La structuration en échelon y est importante, représentée par des fissures et des failles normales. A $12^{\circ}43'N$, les deux grabens présentent quelques différences (fig. 64 et coupe 6, fig. 65) : le graben occidental est plat, essentiellement constitué de laves en coussins et laves massives, le graben oriental, plus accidenté, montre un grand

nombre de coulées de laves lobées, de laves drapées et laves massives.

Au Sud de 12°42'N, le plancher interne est occupé par des laves massives, des laves lobées peu fraîches. La tectonique y est toujours importante (coupe 7, fig. 65). Le graben devient très étroit (150 m), mais conserve une dénivellation de 40 mètres environ.

Dans tout le graben, il existe localement et sur de faibles longueurs, des fissures obliques (N 45) ou même perpendiculaires (N 90 - 100, pl. 4, annexe 4) à la direction générale du graben (N 165) (Gente *et al.* 1986). Ces fissures peuvent être l'expression de contraintes issues du refroidissement des laves ou être la conséquence de contraintes locales exercées sur le fond du graben.

4 - Activité et dépôts hydrothermaux

a - l'activité

Vingt huit sites hydrothermaux actifs sont confinés dans une bande d'une soixantaine de mètres de largeur le long du graben axial (fig. 70) (Gente *et al.*, 1986), et deux autres sont liés au demi-volcan de 12°43'N. Cette activité s'oriente selon des directions distinctes. Au Nord de 12°51'N, les trois sites donnent un azimut de N 170.

Au niveau du site A (12°50' à 12°51'N), la ligne d'activité présente une orientation N 168 - 170, les sites nord se retrouvant sur le bord est du graben, ceux du Sud à l'Ouest.

Entre 12°47'N et 12°49'N, l'azimut N 165 sur lequel s'oriente les sites hydrothermaux correspond à l'orientation générale du graben.

Sur ces différents segments, l'espace entre les sites hydrothermaux varie. En ne prenant en considération que les trois zones du graben explorées par un nombre de plongées suffisamment important pour être représentatif (sites A et B, et le site biologie situé entre 12°48' et 12°49'N, figs 70, 71, 72), l'espace va de 150 à 300 m avec une valeur moyenne d'environ 250 m. Tout au long du graben, l'activité hydrothermale présente une variation quant à la répartition et la nature des cheminées. En effet, une grande activité règne au Nord de 12°46'N (fig. 70) (Ballard *et al.*, 1984), tandis qu'au Sud de cette latitude, la seule

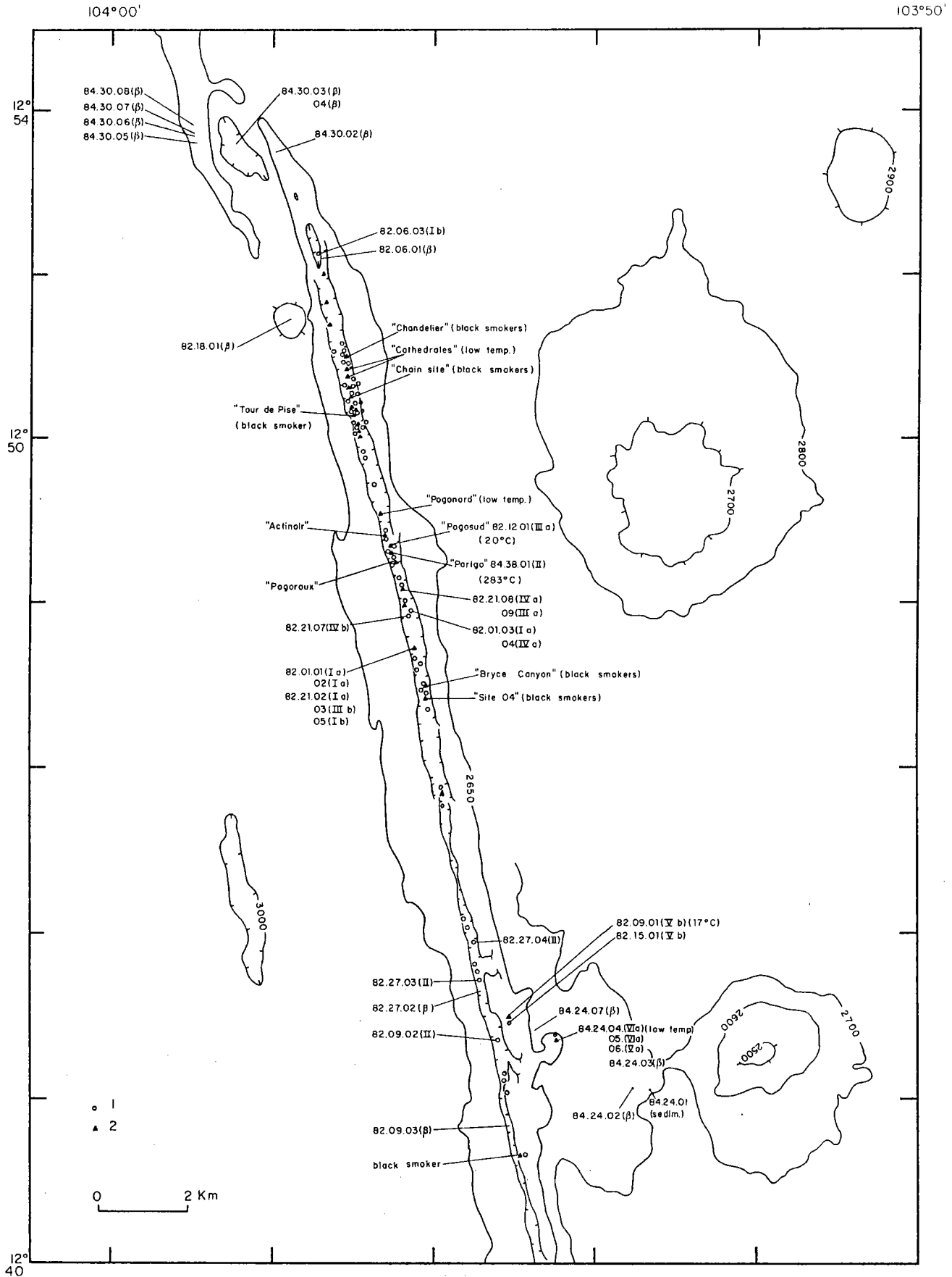


Figure 70 : Localisation des sites hydrothermaux actifs (2) et fossiles (1) et des échantillons prélevés lors des campagnes Cyatherm (1982) et Cyarise (1984). Les chiffres romains indiquent le type de sulfure d'après le tableau 5 (β = basalte).

TYPE		SOUS TYPE (minéral dominant)	MINERALOGIE
I	Cheminée à cuivre	a - chalcopyrite	CuFe ₂ S ₃ , FeS ₂ , Cu ₉ S ₅ Cu ₅ FeS ₄ , CuS, Cu ₂ S
		b - anhydrite	FeS ₂ , Fe ₁₁ S ₁₂ , ZnS, CuFeS ₂
II	Cheminée à cuivre-zinc		CuFeS ₂ , ZnS, FeS ₂ , (SiO ₂) 'Fe _{1-x} S, CuFe ₂ S ₃
III	Cheminée à zinc	a - sulfure de zinc	ZnS, PbS, Pb ₅ As ₆ S ₈ , FeS ₂
		b - pyrite	ZnS, FeS ₂ , 'Fe _{1-x} S, CuFeS ₂
IV	Sulfures poreux	a - sulfure de zinc	ZnS, FeS ₂ , PbS, Pb ₅ As ₆ S ₈
		b - sulfure de fer	FeS ₂ , ZnS, CuFeS ₂
V	Sulfures massifs	a - pyrite	FeS ₂ , CuFeS ₂ , Fe ₇ S ₈
		b - chalcopyrite	FeS ₂ , CuFeS ₂ , (Fe.Co)S ₂
		c - sulfure de zinc	ZnS, PbS, Pb ₅ As ₆ S ₈
VI	Silice	a - incrustation	BaSo ₄ , FeOOH, FeS ₂
		b - remplacement	FeS ₂ , CuS, Cu ₅ FeS ₆
VII	Stockwork	a - ciment pyrite	FeS ₂ , CuFeS ₂ , SiO ₂ , ZnS
		b - ciment Fe _{1-x} S	'Fe _{1-x} S, FeS ₂ , CuFeS ₂ , SiO ₂
VIII	Hydroxydes	a - goethite	FeO(OH), MnO, FeS ₂ , CuFeS ₂
		b - limonite	CuCl ₂ (OH) ₃ , SiO ₂

Tableau 5 : Classification des paragenèses sulfurées de la dorsale Pacifique, d'après Fouquet et Auclair (en préparation).

activité est caractérisée par quatre sites dont deux sont situés en dehors du graben axial, l'un à 12°43' sur le mur Est du graben dédoublé, l'autre à 12°42'30"N au sommet du demi-volcan. Ces sites hors axe et diffusant à travers les sulfures sont certainement de basse température. Ils sont évolués, c'est-à-dire correspondent à un stade tardif dans la construction des édifices hydrothermaux (Hékinian et Fouquet, 1985). La présence de ces sites sur ce demi-volcan indique une source de chaleur active au-dessous de cette structure en cours de formation. La circulation hydrothermale indique que la fracturation est toujours active à cet endroit. L'alignement avec le volcan sud-est, inactif mais contenant des dépôts de sulfures massifs, termes extrêmes dans l'évolution des édifices hydrothermaux (Hékinian et Fouquet, 1985), montre qu'une zone de faiblesse existe selon une transversale à l'axe, et passant par les deux volcans. Les sulfures évolués impliquent un fonctionnement hydrothermal pendant une certaine période. Ce temps de construction doit être équivalent à celui de l'activité volcanique ayant construit le volcan.

L'activité au Nord de 12°46'N se partage en trois domaines différents. Ballard *et al.* (1984) divisaient ce segment en deux domaines, se basant uniquement sur les pentes différentes du plancher interne, passant de 0,086° à 0,134°. La faible importance du dénivelé observé entre les deux zones -de valeur inférieure à la résolution du Seabeam (5 à 10 m) (Renard et Allenou, 1979)- ne permet pas de considérer cette hypothèse comme raisonnable. La délimitation des zones données ici se fonde sur les caractéristiques minéralogiques des dépôts hydrothermaux et sur les types d'émissions des fluides. En effet, trois formes d'activité ont été reconnues sur les dorsales :

- 1 - émission de fluides de type basse température (7 à 17°C) ("eaux moirées") correspondant à une diffusion de l'eau de mer à travers le basalte (Corliss *et al.*, 1979), sorties reconnues la première fois sur la dorsale des Galapagos (Crane, 1978). Aucun sulfure n'accompagne ces fluides (planche 6, annexe 4).
- 2 - émission de fluides haute température (200 à 350°C), également appelés fumeurs noirs ("blacks smokers"), observés pour la première fois en 1979 à 21°N sur la dorsale Est-Pacifique (Rise Project Group 1980). A ces fluides sont associés des dépôts de sulfures de cuivre et anhydrite, puis sulfure de zinc et pyrite (Février, 1981 ; Oudin, 1981 ; Fouquet, 1984 ; Hékinian et Fouquet, 1985) (planche 6).

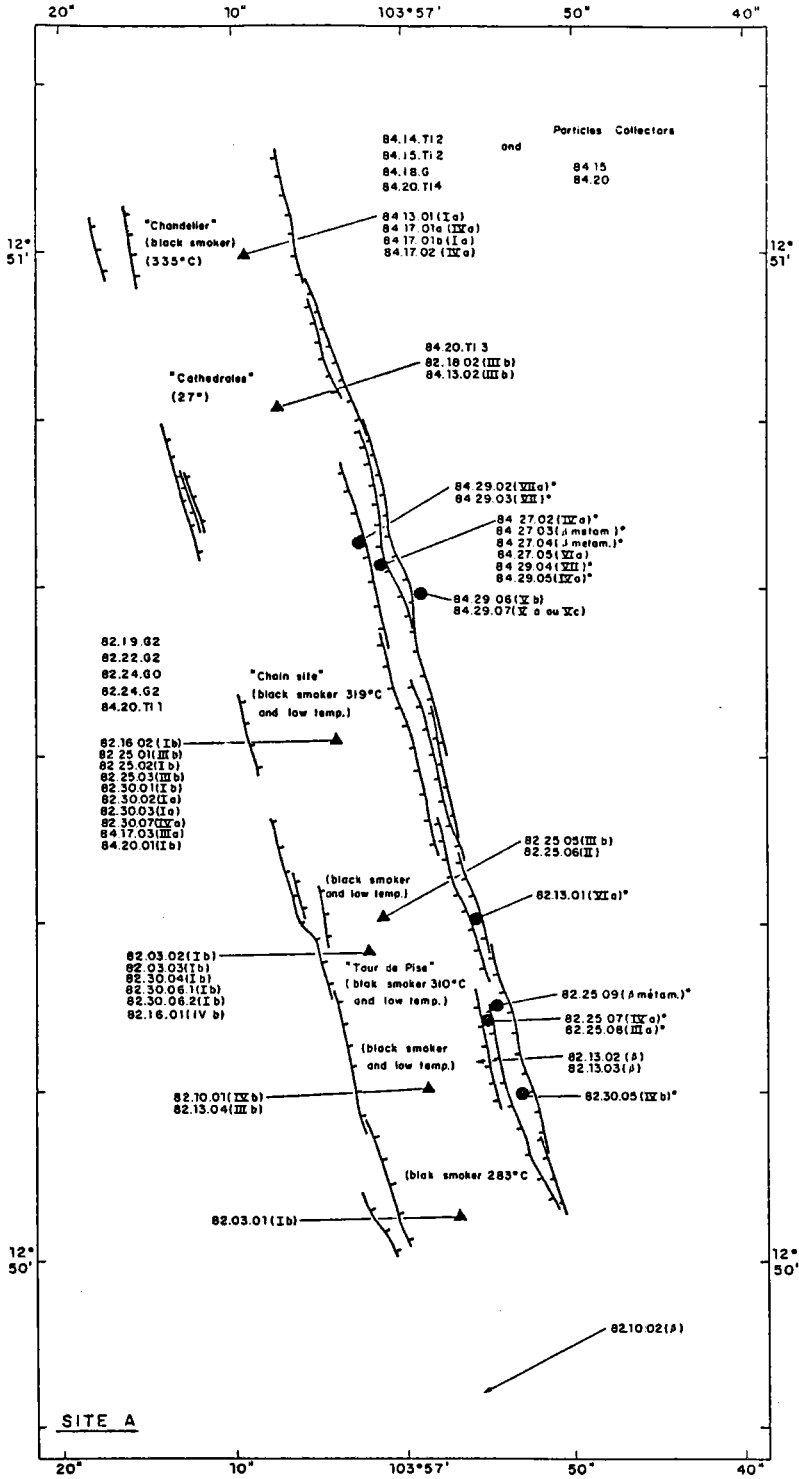
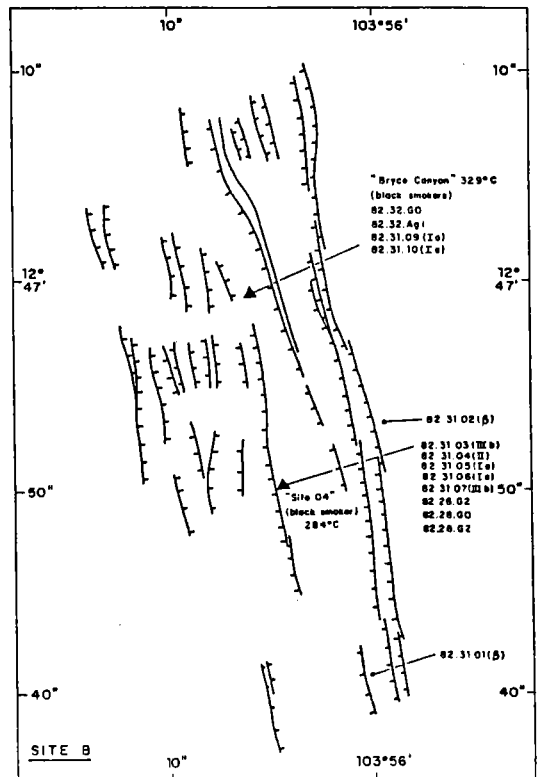


Figure 71 : Localisation dans le site A des échantillons prélevés lors des campagnes Cyatherm (1982) et Cyarise (1984) et type minéralogique des sulfures (tableau 4) (B = basalte).

Figure 72 : Même légende que la figure 66 pour le site B.



- 3 - émission de fluides de basse température (20-30°C) (type diffuseur) à laquelle s'associent des dépôts de sulfures poreux (sulfures de zinc et fer) (Fouquet, 1984 ; Hékinian et Fouquet, 1985). Ces émissions se font par diffusion de fluides à travers des cheminées ou des dépôts de sulfures déjà formés. C'est à ce type d'émission qu'est, en général, associé une grande activité biologique (Cyamex 1981 ; Desbruyères *et al.*, 1982, 1985 ; Fustec, 1985) (planche 6).

Ce sont les deux derniers types d'émissions de fluides qui permettent de différencier les trois domaines. Le domaine compris entre 12°50' et 12°52'N montre principalement des émissions de fluides haute température (200 à 300°C) et des dépôts sulfurés de minéralogie type I et III (tableau 5) pour l'essentiel. Le domaine compris entre 12°48' et 12°49'N correspond principalement à des émissions de fluides basse température (20 à 30°C) (type diffuseur), auxquelles sont associés les communautés animales importantes, et des sulfures de type I, III et IV (tableau 5). Notons que dans ce domaine une sortie de fluide translucide haute température (283°C) (site Parigo) a été signalé (Fustec, 1985). Enfin, le dernier domaine, de 12°46' à 12°48', correspond à des fluides de haute température, et des dépôts de minéralogie de type I et III.

Ces différents domaines comportent, mais en quantité moindre, des fluides haute et basse température suivant les zones. Des eaux moirées ont surtout été observées dans le domaine basse température (de 12°48' à 12°49'N).

b - dépôts hydrothermaux fossiles

Les sites hydrothermaux fossiles se répartissent dans tout le graben axial, ainsi que sur les murs (site A, fig. 71). Tous les sites de la partie sud (entre 12°41 et 12°46'N) correspondent à des cheminées de type cuivre et zinc (type II, tableau 5). Ces cheminées semblent correspondre à une activité avortée rapidement dans l'évolution des édifices hydrothermaux. Ces édifices sont espacés d'une centaine de mètres dans les zones où ils sont reconnus abondamment. Les édifices hydrothermaux fossiles à proximité des édifices actifs de basse température hors axe dans cette zone sont des sulfures massifs, représentant le stade extrême de l'évolution.

Au Nord de $12^{\circ}46'N$, les sites inactifs sont beaucoup plus nombreux qu'au Sud. L'abondance des plongées dans cette zone permet ainsi une meilleure vision de la répartition de ces différents édifices. Sur le plancher du graben axial, ces sites sont distants de 100 à 300 m. Ceux situés au pied des murs du graben ou sur le haut des murs (site A, fig. 71) sont distants de 150 à 350 m. Ces sites correspondent à une activité hydrothermale s'étant effectuée avant l'effondrement des murs (ceux situés au sommet des escarpements), laissant alors apparaître sur le miroir de faille le stockwork sous-jacent aux cheminées (Bideau *et al.*, 1986), ou après l'effondrement, les édifices se mettant alors en place sur les éboulis (Gente *et al.*, 1986). L'activité à cette période semblait moins importante qu'à la période actuelle. Ces édifices correspondent à des stades terminaux dans l'évolution des sulfures (stade IV, V et IV du tableau 5).

VI - LA DORSALE EST-PACIFIQUE A $11^{\circ}30'N$ ET ENTRE $17^{\circ}S$ ET $21^{\circ}30'S$

1 - Le secteur $11^{\circ}30'N$

a - contexte morpho-structural

Cette zone se situe au sommet d'un des deux hauts topographiques compris entre $10^{\circ}30'N$ et $12^{\circ}N$ (McDonald *et al.*, 1984 ; Ballard *et al.*, 1984) (fig. 39). Culminant à 2500 m de profondeur, il est à un des secteurs les moins profonds de la dorsale Est-Pacifique jusqu'à $22^{\circ}S$ (fig. 30). Au Nord du secteur étudié par submersible se situe la structure en relais de $11^{\circ}45'N$ (fig. 40). Au Sud de ce secteur, autour de $11^{\circ}20'N$, l'axe de la dorsale montre un décalage en échelon, sénestre, toute la zone étant perturbée dans sa morphologie. La dorsale reprend une allure plus linéaire au Sud de $11^{\circ}05'N$ (annexe 2). Dans le secteur considéré, l'axe se présente sous la forme d'un graben de 20 à 30 m de profondeur, entaillant un plateau qui s'élargit vers le Nord du secteur.



Figure 73 : Schéma interprétatif de l'imagerie sonar latéral Seamark I (légende figure 54).

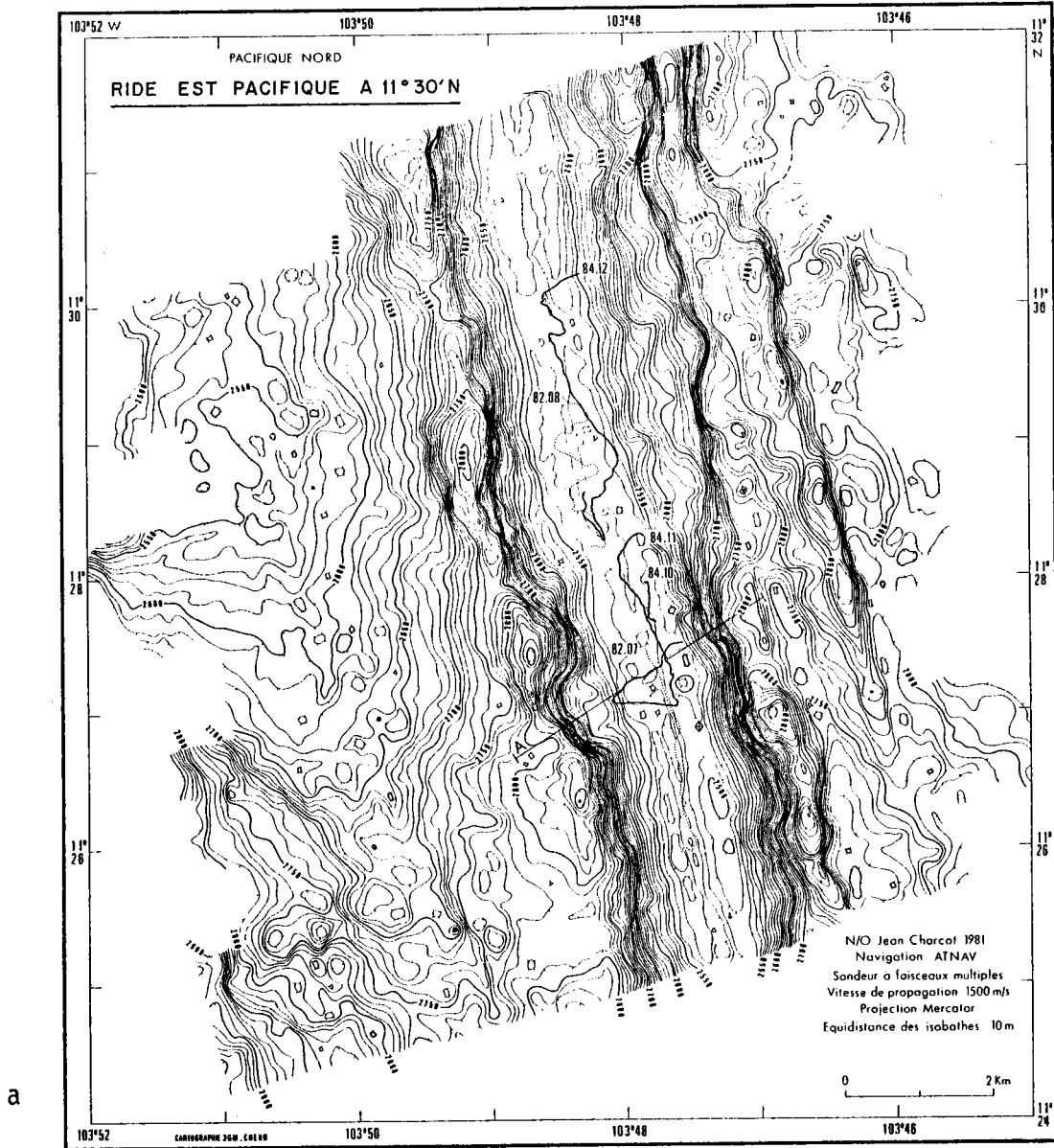
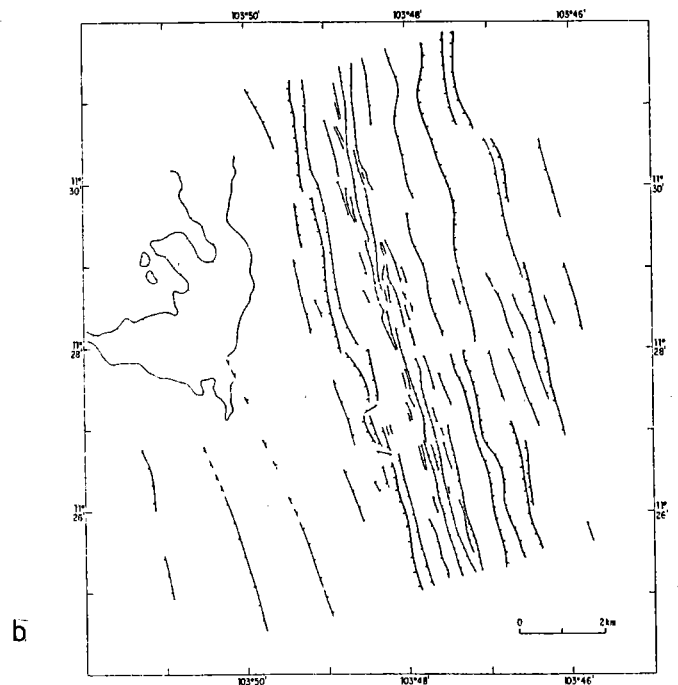


Figure 74 : Carte bathymétrique (a) et interprétation structurale (b) du secteur 11°30'N. Localisation de la coupe de la figure 72 (a).



Ce plateau atteint 4 km dans la partie la plus large (autour de 11°36'N), et sa largeur diminue jusqu'à 1,5 km dans le secteur exploré par submersible (de 11°26' et 11°30'N).

Entre 11°20' et 11°30'N, la profondeur maximale du graben axial est de 50 m et sa largeur de 250 m. Au Sud de ce secteur, le graben s'amenuise pour passer à une morphologie de type dôme à 11°05'N.

Immédiatement au Nord et au Sud de la zone étudiée par submersible, la zone axiale est plus complexe que ne le laisse supposer la bathymétrie. L'imagerie sonar latéral Seamarc I (fig. 73) montre un graben constitué de rides et de dépressions parallèles, et de direction générale N 167. Autour de 11°30'N, le régime tectonique axial est essentiellement fissural. Au Sud de 11°23'N, c'est un graben unique, étroit, bordé par des failles à regards externes, qui prend place (fig. 73). Dans le secteur compris entre 11°25' et 11°32'N, un mont sous-marin, centré sur 11°29'N, culmine à 2370 m à environ 3,5 km à l'Ouest de l'axe. Ce volcan oblitère toutes les structures parallèles à la dorsale, à l'exception d'une faille à regard interne située au Nord de 11°30'N (fig. 73).

Le bord Est de la dorsale (fig. 74) montre une dépression unique au Nord qui se dédouble à partir de 11°28'N, parallèlement à l'axe. Le plateau central, de 1 km de largeur à son sommet, présente des pentes abruptes de chaque côté, au Sud de 11°28'N. La pente Est s'adoucit au Nord de cette latitude.

La zone axiale proprement dite, entre 11°25' et 11°32', se compose de deux grabens se relayant entre 11°27' et 11°28'N (fig. 74). La zone de relais se situe dans une dépression d'une trentaine de mètres au niveau des murs du graben (fig. 75).

Le segment nord (fig. 75) montre un fond de graben plus plat que celui du Sud. La profondeur moyenne du graben septentrional est inférieure d'une vingtaine de mètres à celle du graben méridional.

b - données géologiques

Cette zone est plus complexe que le secteur 13°N. Outre les deux grabens précédemment décrits qui se relaient autour de 11°28'N (fig. 77), la partie sud présente deux dépressions parallèles, dont une seule est

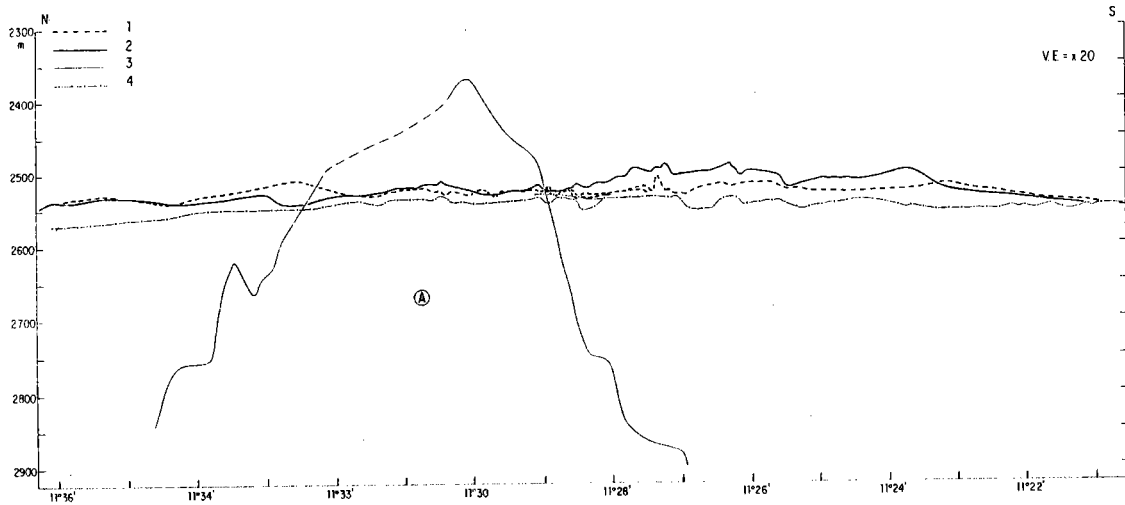


Figure 75 : Coupes longitudinales de l'axe de la dorsale dans le secteur 11°30'N et du mont sous-marin associé (A) (1 : mur est, 2 : mur ouest, 3 : mont A, 4 : fond du graben).

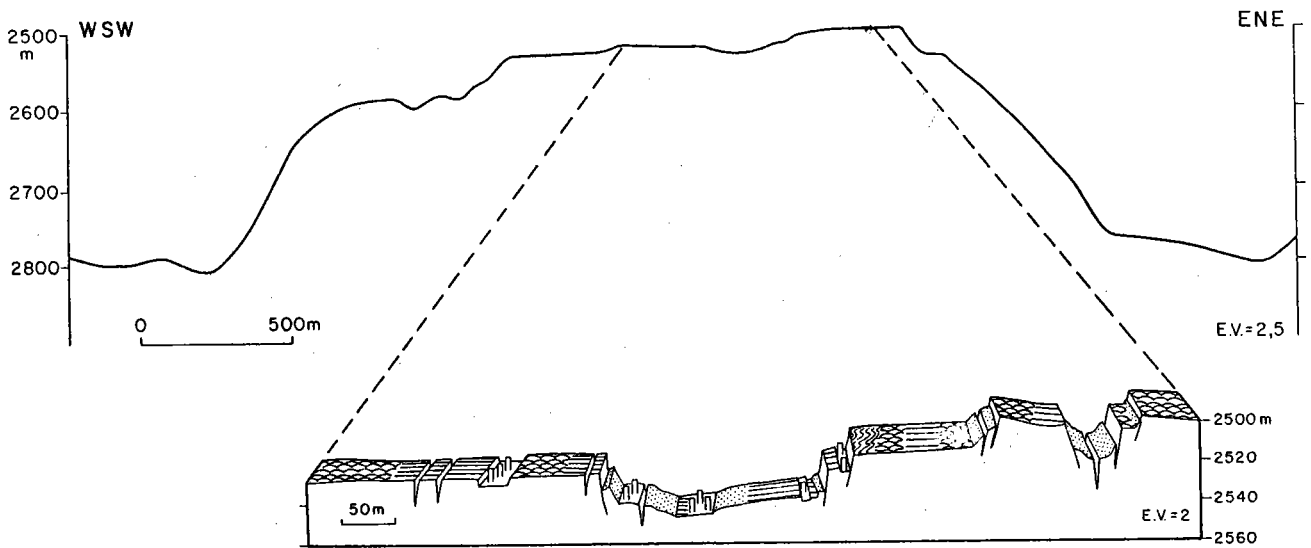


Figure 76 : Coupes transversales bathymétriques à partir des données de la plongée CY 84-11 du domaine axial (ces coupes sont positionnées sur la figure 74a).

visible sur la carte bathymétrique (fig. 74) (Gente *et al.*, 1984). Ces deux dépressions se rejoignent à 11°28'N.

- *La dépression ouest*

. Volcanisme

La dépression ouest, d'une trentaine de mètres de profondeur (fig. 76) (CY 84-11) est le graben le plus profond des deux. Il est constitué, sur une grande étendue, de lacs de lave profonds de 10 à 20 m et de 200 m de large qui passent au sud de 11°26' à des laves lobées. Toutes les laves sont anciennes, recouvertes en partie d'une pellicule sédimentaire de plusieurs millimètres. Les piliers des lacs présentent un état de délabrement plus ou moins avancé. De nombreux éboulis sont présents dans le graben (Gente *et al.*, 1984).

. Hydrothermalisme

C'est dans ce graben que trois sites hydrothermaux actifs et trois inactifs ont été observés (CY 82-07) (carte hors texte). Pour les sites actifs le site de 11°27'N est une grosse cheminée inactive ayant à son pied un fumeur noir (Hékinian *et al.*, 1985), mais dont le débit semble peu important. Ce site est ancien au niveau de l'activité hydrothermale. Celui de 11°26'15"N est une diffusion de fluide à travers le basalte associé à la présence d'animaux. Celui de 11°26'N est un monticule important de sulfures poreux ou sulfures massifs qui diffuse légèrement. Les deux sites de sulfures semblent correspondre à des types évolués (types IV et V, tableau 5), bien qu'aucun prélèvement n'ait été effectué.

- *La dépression Est*

Cette dépression est un graben étroit d'une vingtaine de mètres de profondeur et de 50 m de large à 11°27'N. Il s'élargit vers le Nord pour atteindre 100 à 150 m au niveau de 11°28'N, à la liaison avec le graben ouest. Il se sépare ensuite en deux dépressions de 30 à 50 m de large. L'extrémité nord se situe au niveau de 11°29'N. De 11°27' à 11°28'N, ce graben est essentiellement constitué d'éboulis de laves en coussins et de blocs massifs. Une fissure axiale de quelques mètres de large le cisaille. Sa partie nord possède des lacs de laves et des laves lobées.

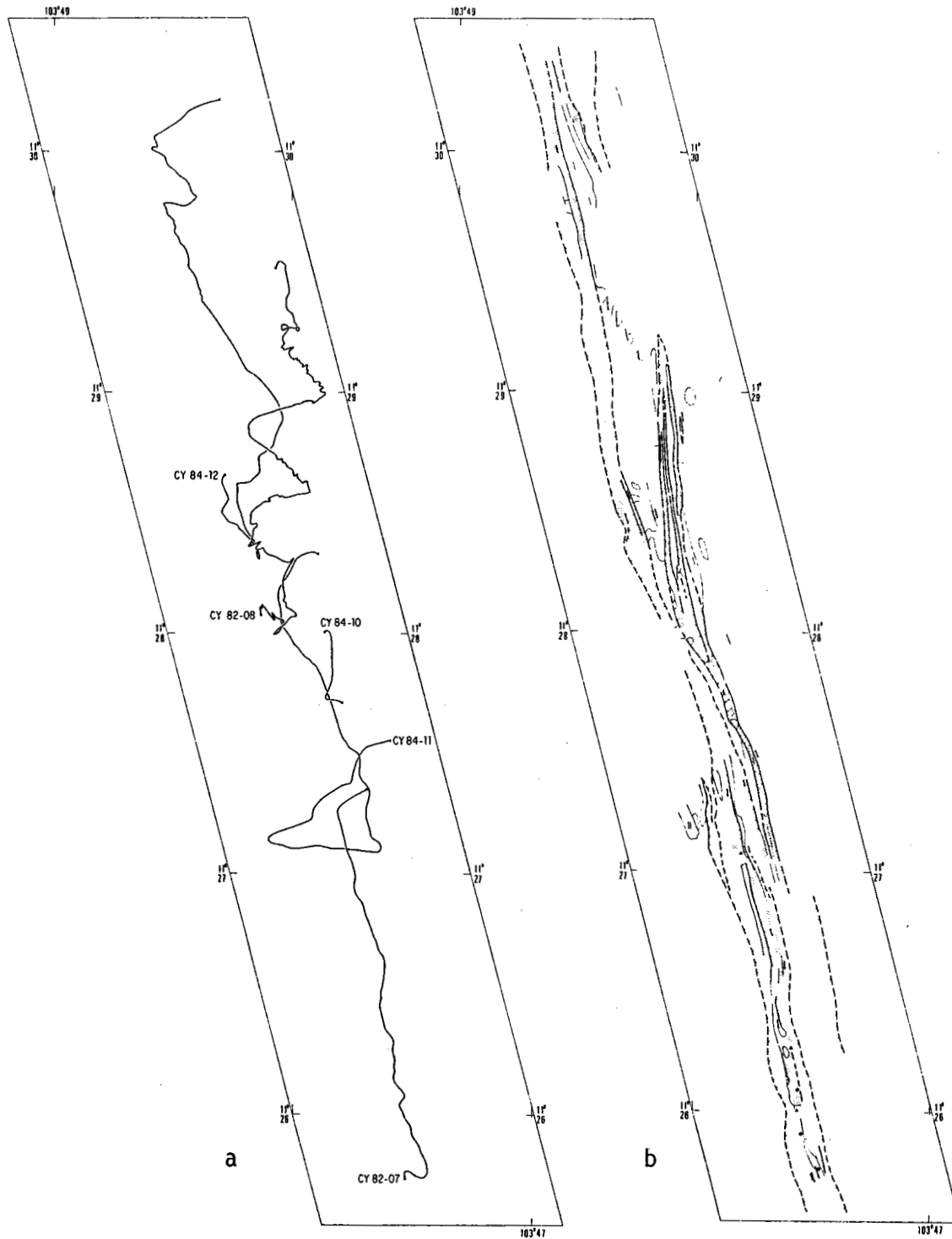


Figure 77 : a) Positionnement des plongées dans le secteur 11°30'N, effectuées lors des campagnes Cyatherm (1982) et Geocyarise Leg II (1984)

b) Principaux traits structuraux (voir carte couleur hors texte).

- *Le graben nord*

Ce graben, exploré lors de la plongée CY 84-12, est formé de lacs de lave dans sa partie connue. Le mur est se compose de laves lobées bordées par un sommet fait de laves en coussins. Aucun signe d'hydrothermalisme n'a été observé dans ce graben. Les laves y sont anciennes.

- *Les murs*

Les laves sur les murs des deux grabens et sur les flancs du plateau (CY 82-08) sont essentiellement des laves en coussins, avec quelques aires restreintes de laves lobées (CY 82-08, CY 84-11), similairement à 13°N.

c - conclusion

Dans toute cette zone, de 11°26' à 11°30'N, les laves sont anciennes, présentent une légère altération et sont recouvertes d'une fine pellicule de sédiments. Les zones les plus récentes sont situées dans la partie axiale des grabens. La présence de nombreux éboulis frais, associés aux failles normales des murs, et la fissuration importante suggèrent que cette zone est actuellement soumise à une activité tectonique plutôt qu'à des sorties volcaniques. Dans la partie sud, le graben Est semble correspondre à un évènement récent, postérieur à la mise en place du graben ouest.

2 - La dorsale Est-Pacifique entre 17°S et 21°30'S

Ce domaine se situe entre la zone de fracture Garret à 13°30'S et la zone de fracture Nord Ile de Pâques (22°S). La dorsale (Bonatti, 1968 ; Anderson et Sclater, 1972) s'étend sur 900 km de part et d'autre de l'axe (Anderson et Sclater, 1972). Un saut de dorsale vers 10 M.A. (à 900 km de l'axe) a fait passer le centre d'accrétion de la "Galapagos Rise" à la dorsale Est-Pacifique actuelle (Herron, 1972 ; Anderson et Sclater, 1972 ; Mammerickx *et al.*, 1980). L'aspect linéaire de ce segment semble bien marqué depuis 6 M.A. (Anderson et Sclater, 1972). L'ensemble du

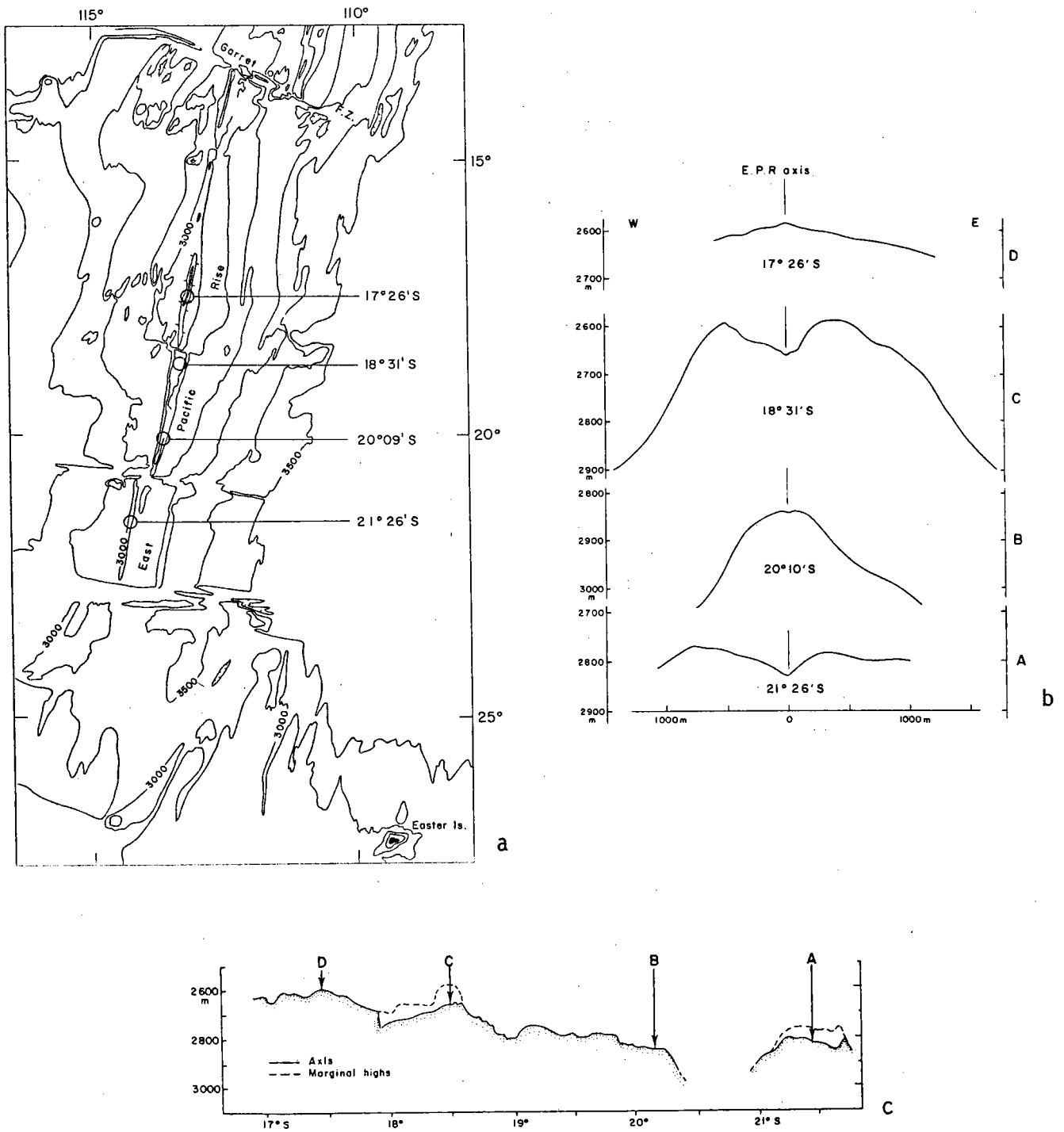


Figure 78 : a) Localisation des zones explorées à l'aide du submersible
 b) Coupes transversales à l'axe des secteurs considérés
 (E.V. = 4)
 c) Coupe longitudinale de l'axe et localisation des sites de plongées
 (d'après Renard et al., 1985)

domaine est situé sur le bord sud du haut topographique visible sur une coupe le long de l'axe (fig. 78c) (Francheteau et Ballard, 1983). Le segment considéré varie de 2600 à 3000 m de profondeur. La dépression à 20°40'S descendant à 3000 m correspond à un décalage dextre de l'axe de 15 km (Francheteau et Ballard, 1983) assimilé par certains auteurs à une zone de fracture (Bäcker *et al.*, 1985) ou à un décalage de l'axe de type "OSC" (Rea, 1978 ; McDonald *et al.*, 1984). Le taux d'expansion sur ce segment est de 16 cm/an (Herron, 1972 ; Rea et Blakely, 1975) avec à 20°S un demi-taux de 9 cm/an à l'Est et de 7 cm/an à l'Ouest (Rea, 1978). L'asymétrie du taux d'expansion se manifeste sur la bathymétrie par une profondeur des flancs de la dorsale différente de part et d'autre de l'axe (Rea, 1978). Des sauts d'axe successifs vers l'Ouest (de l'ordre de 3 km à 19°S) pourraient être responsables de cette asymétrie (Morton et Ballard, 1986). Quatre zones ont été retenues pour une exploration par submersible lors du leg 1 de la campagne GEOCYARISE (1984) : 17°26'S, 18°31'S, 20°08'S et 21°26'S pour leurs caractéristiques morphologiques très différentes (fig.78b) (Backer *et al.*, 1985).

Ces données détaillées d'étude par submersible ont été publiées par Renard *et al.* (1985). Toutefois, elles ont été reprises dans ce travail pour préciser les différents types de laves et le positionnement des sites hydrothermaux absents dans la publication. Cela a également permis d'homogénéiser les figurés avec les cartes et coupes des secteurs 13°N et 11°30'N. Les cartes présentées ont donc été redessinées et les échantillons prélevés positionnés. Enfin, quelques informations complémentaires de celles de Renard *et al.* (1985) sont données.

a - la zone 17°26'S

Située au sommet du haut topographique à 2600 m de profondeur (fig.78c), l'axe se présente sous forme d'un dôme aux pentes douces (fig.78b). Il n'existe pas de graben au sommet du dôme axial ni aucun relief majeur. Deux plongées se sont déroulées à l'axe (CY 84-06, CY 84-07) (fig. 79).

Le dôme axial résulte uniquement d'une construction volcanique. Seules quelques fissures minimes ont été observées à 1,5 km sur le flanc est (CY 84-06)

Sur cette zone le mode

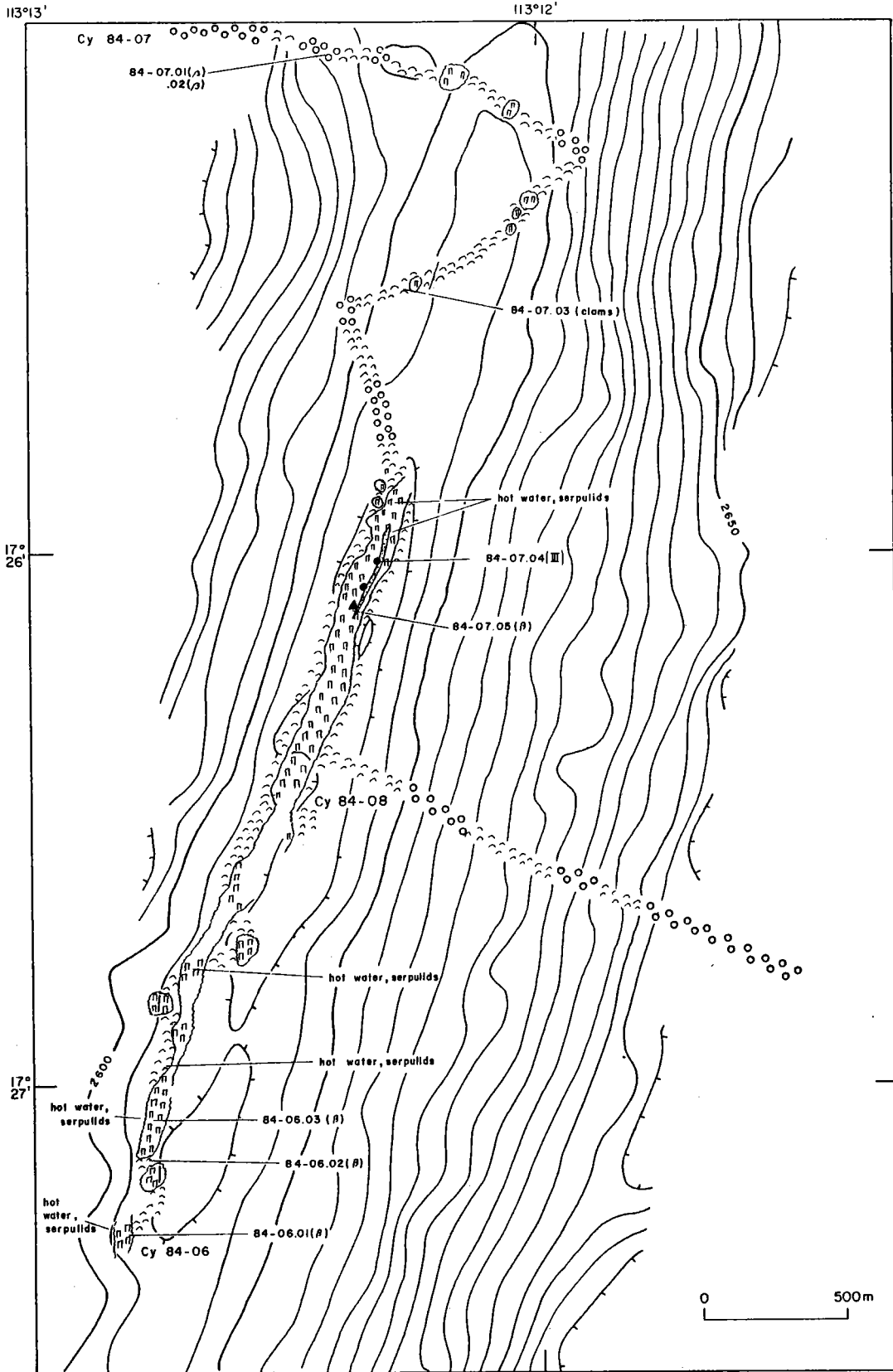


Figure 79 : Plongées CY 84-06, 07 et 08 (campagne Geocyarise I, 1984) effectuées sur le dôme axial de 17°26'S. Positionnement des échantillons prélevés et type de sulfures (voir tableau 5). Carte bathymétrique d'après Backer (non publié).

d'extrusion des laves à l'axe de la dorsale ainsi que les relations existant entre les différents types morphologiques de laves peuvent être cernés .

La zone axiale est caractérisée par un lac de lave de 50 à 70 m de largeur. Autour de 17°26', une dépression allant jusqu'à 30 m de profondeur s'étend sur environ 200 à 300 m de long, la profondeur moyenne du lac de lave étant de 6 à 7 m. C'est en bordure de cette fissure qu'ont été trouvés les sites hydrothermaux à sulfures, sur les autres sites se trouvent des sorties d'eaux moirées et des serpulidés. Le lac de lave situé dans la partie sommitale de la ride (2572 m) est entouré par des laves lobées situées à 2577 m environ. Ainsi la lave issue du lac ne semble pas s'écouler ni au Nord ni au Sud ni sur les côtés. Il faut envisager des émissions de laves indépendantes, distantes d'environ 1 km le long de l'axe qui produisent les différentes surfaces de laves (Renard *et al.*, 1985). Les flancs du dôme sont constitués de laves en coussins et de laves lobées appartenant aux mêmes coulées. Les laves en coussins se mettent en place préférentiellement sur les pentes les plus fortes.

Dans l'ensemble, toutes les laves sont fraîches, la couverture sédimentaire augmente en s'éloignant de l'axe. Aucune trace d'activité tectonique n'est observée. Ce régime volcanique très récent se manifeste par un domaine axial en dôme.

b - la zone 18°31'S

Cette zone se situe sur le sommet d'un haut topographique à la même profondeur que celui de la zone 17°30'S (fig. 80). Un graben profond de 60 à 80 m et large de 600 à 800 m de crête à crête entaille la zone (Bäcker *et al.*, 1985). Le mur Est est de 30 à 40 m plus élevé que son homologue Ouest. Le graben s'étend de 18°S à 18°35'S. Au-delà, les murs descendent au niveau du plancher interne suivant une pente importante (fig. 78b).

Les pentes de chaque côté du plancher interne sont très redressées (fig. 80). Le décalage du graben au niveau de 18°31'S et équivalent aux petits décalages de l'axe observés sur la ride Est-Pacifique Nord (cf § IV, 3). Les deux grabens distants de 100 à 200 m sont séparés par

une ride de 10 à 15 m de hauteur. Le graben nord est plus profond que celui du Sud d'une dizaine de mètres.

L'activité est essentiellement tectonique. De nombreux éboulis, résidus du démantèlement des murs, jalonnent le plancher interne, et sont par endroits recouverts de coulées de laves lobées (CY 85-05) récentes par rapport à l'activité tectonique. Quelques lacs de laves d'extension très réduite -50 à 60 m de large sur 1 km de long pour les plus grands-ont été observés. Des failles normales bordent la ride séparant les deux grabens. Cette ride présente à son sommet une fissure large de 15 à 20 m et profonde de 20 m.

Il existe quelques passées de laves massives dont une sur le mur Est de la ride. Aucune activité hydrothermale n'a été repérée dans cette zone si ce ne sont trois sites inactifs peu importants. Une grande partie des échantillons prélevés lors de cette plongée sont des brèches de basaltes cimentés par des sulfures ou des basaltes bordés par des veines de sulfures correspondant au "stockwork" sous-jacent aux cheminées (Backer *et al.*, 1985 ; Renard *et al.*, 1985). Ces filonnets ont été reconnus sur les murs comme à 12°50'N. La présence de quelques communautés animales dans les joints de lave pourrait indiquer des sorties d'eau chaude (Backer *et al.*, 1985).

c - la zone 20°08'S

Ce secteur correspond au bas d'un haut topographique (fig. 78c) à proximité de la dépression de 20°30'S. Une morphologie en dôme caractérise l'axe. Le dôme large de 7 km environ et haut de 500 m environ (fig. 78b) va de 2850 m à 3350 m. Un petit graben axial, non visible sur la bathymétrie seabeam, est observé au sondeur 12 kHz (Renard *et al.*, 1985).

Son existence a été confirmée lors de la plongée CY 84-04. Il fait 50 m de large et 5 à 10 m de profondeur. Une extension de ce graben au Nord de la zone de plongée semble possible au vu des failles à regard interne se faisant face sur la carte de Francheteau et Ballard (1983). Une ride axiale au sein du graben aux environs de 20°10'S, large d'une dizaine de mètres, est constituée de laves massives (fig. 81b). Au Nord de la zone, les laves massives et les laves lobées s'intercalent. Les laves les plus récentes sont associées au graben

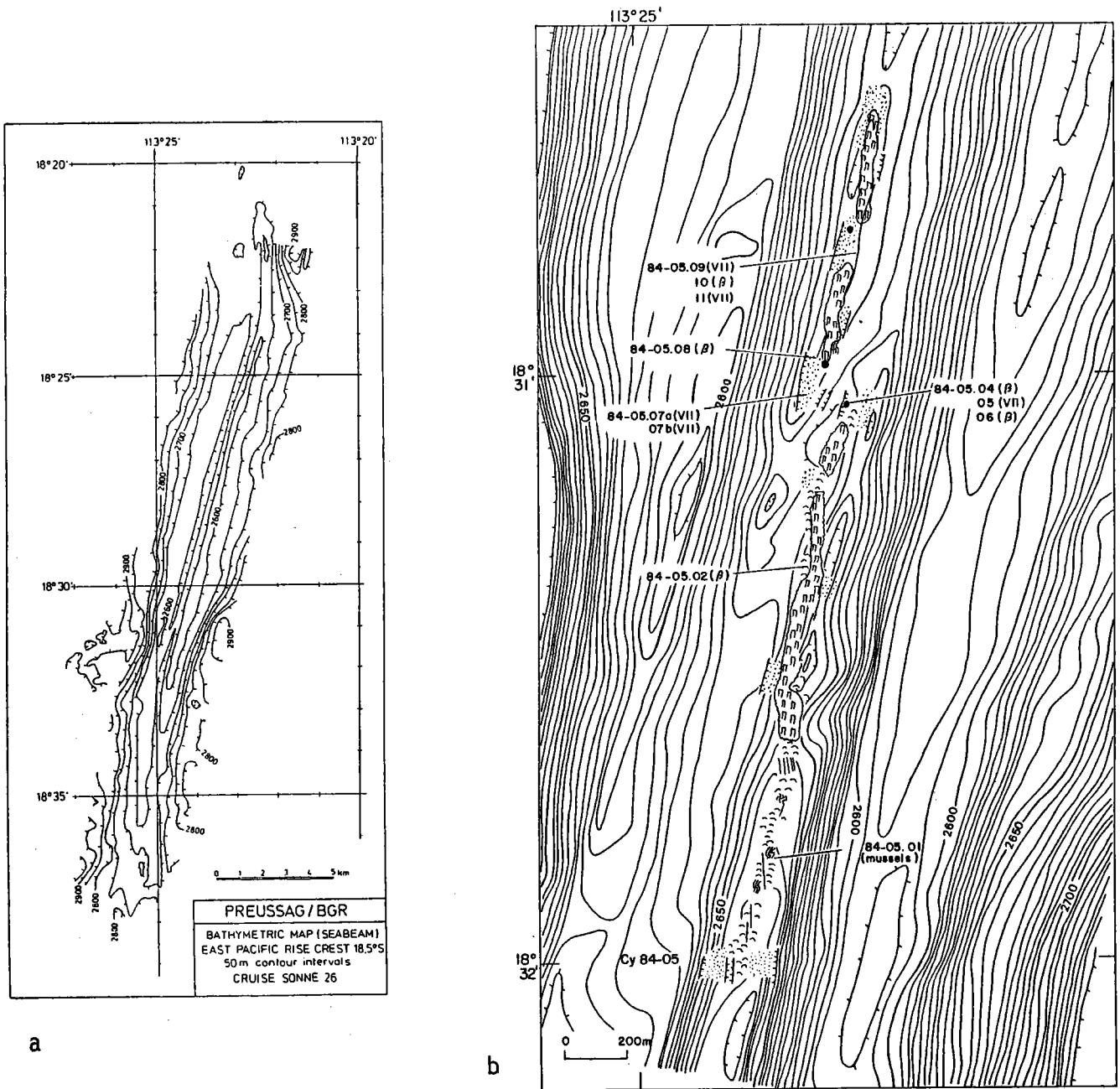
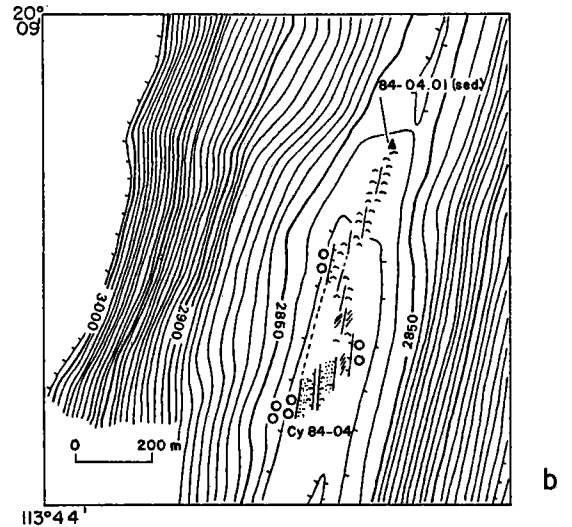
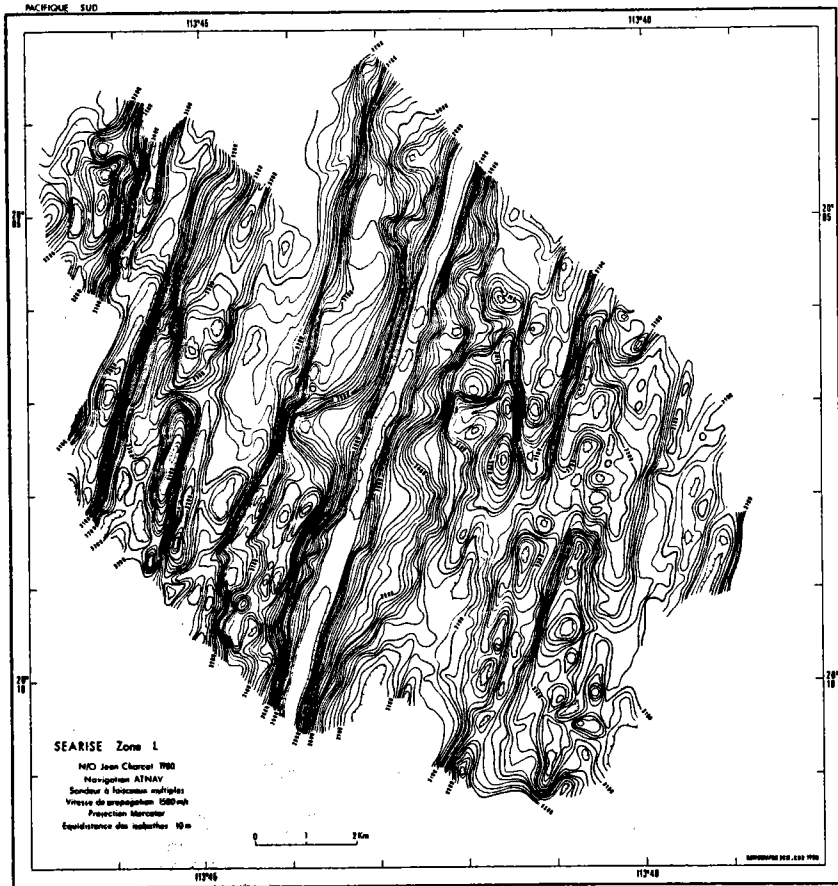


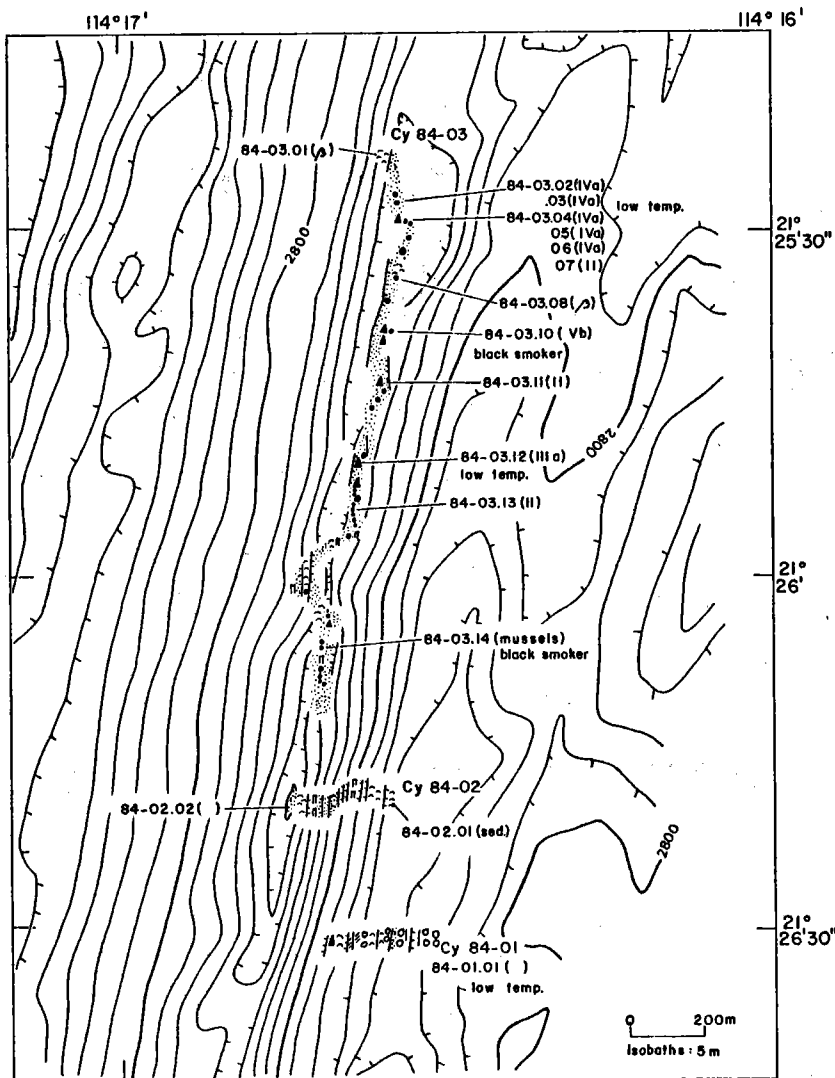
Figure 80 : a) Carte bathymétrique Seabeam de la zone 18°30'S en général, d'après Backer et al. (1985).

b) Plongée CY 84-05 effectuée dans le graben axial de la zone 18°31'S lors de la campagne Geocyarise I (1984). Cette plongée a exploré la zone de relais entre deux grabens axiaux. Localisation des échantillons prélevés et type de sulfures (voir tableau 5).



a

b



c

Figure 81 : a) Carte bathymétrique Seabeam de la zone 20°S d'après Francheteau et Ballard (1983).

b) Plongée CY 84-04 effectuée sur le sommet du dôme axial (campagne Geocyarise I 1984)

c) Zone de 21°26'S explorée par trois plongées (CY 84-01, 02 et 03) lors de la campagne Geocyarise I (1984). Carte bathymétrique d'après Backer (non publié). Positionnement des échantillons prélevés et type de sulfures (voir tableau 5).

de 20°06' à 20°10'S.

Au Nord de la plongée, jusqu'à 20°05'S, la zone axiale comprend principalement des lacs de laves et des laves lobées. Le petit graben passe ensuite au Nord à une zone très fissurée. Les laves en coussins se situent sur les pentes ; les coulées s'alignent dans le sens de la pente. La couverture sédimentaire augmente avec la distance à l'axe. Les fissures sur les flancs sont toutes anciennes (Francheteau et Ballard, 1983). Un site hydrothermal actif observé lors de la plongée CY 84-04 (fig. 81b) émet un fluide chaud à travers le basalte. Ce fluide, de teinte noirâtre sur quelques centimètres à la sortie, se dilue ensuite dans l'eau de mer (Renard *et al.*, 1985). Des dépôts jaunâtres lui sont associés. Des émissions hydrothermales de type "eau moirée" associées à des communautés animales, des diffuseurs encore appelés fumeurs blancs ainsi que des dépôts de sulfures ont été observés (Francheteau et Ballard, 1983).

L'ensemble du dôme est une construction volcanique où seul le sommet témoigne d'une activité volcano-tectonique et hydrothermale actuelle.

d - la zone 21°26'S

Situé à mi-distance entre le décalage de 20°30'S et la zone de fracture "Nord Ile de Pâques" à 21°45'S (fig. 78a), cette zone culmine à 2770 m. Aligné aux environs de N 10, le graben axial est large de 1 km et profond de 40 à 50 m (fig. 81c).

Il s'approfondit vers le Sud pour atteindre une centaine de mètres de profondeur (Bäcker *et al.*, 1985) et s'interrompt brutalement à 21°43'S. Ce graben présente une asymétrie en ce qui concerne la déclivité des murs, le mur Est étant plus abrupt. Deux plongées ont eu lieu sur le mur Est (CY 84-01, CY 84-02) et une au fond du graben (CY 84-03) (fig. 81c) (Renard *et al.*, 1985). Le haut du mur Est est constitué principalement de laves en coussins et de laves massives avec quelques passées de laves lobées. Le sommet du mur est un horst avec des failles à regards externe et interne (CY 84-01). Les failles à regard externe ne semblent pas présenter d'activité récente. L'escarpement interne, par contre, est très actif. Il est constitué de failles à regard externe et interne délimitant ainsi des horsts. Les laves sont en majeure partie des laves fluides. Un site hydrothermal actif ob-

servé à mi-pente (CY 84-01) correspond à un stade évolué avec quelques cheminées de type sulfures de zinc.

Un fluide chaud diffuse à un débit très faible à travers les sulfures. Le fond du graben, très étroit, est recouvert de fragments de basaltes (CY 84-03) et a l'aspect d'un champ d'éboulis couvert d'une très grande quantité de sulfures très évolués de type sulfures poreux et sulfures massifs. Les sites, de volume important, montrent parfois une activité encore virulente de type fumeur noir, haute température ou diffuseur plus basse température. La richesse en sulfures semble se retrouver un peu plus au Sud à 21°30'S (Fouquet, communication personnelle).

VII - CONSTRUCTION DE LA DORSALE ET LIAISON AVEC L'HYDROTHERMALISME - DISCUSSION

1 - Construction cyclique de l'axe

L'étude détaillée du segment axial de la dorsale Est-Pacifique entre 12°41'N et 12°52'N permet de mettre en évidence les points essentiels suivants :

- le graben axial n'a pas une morphologie stable dans le temps ;
- les murs du graben sont formés par effondrement le long de failles normales, la partie axiale subsidant de la même manière qu'une caldera de volcan ;
- l'élargissement du graben s'effectue plus rapidement que l'expansion ;
- l'activité volcanique la plus récente est concentrée dans la partie axiale du graben, la zone d'émission des laves fait 200 m de largeur maximum ;
- le paroxysme du volcanisme s'effectue après l'effondrement maximum du graben et peut oblitérer toutes les structures préexistantes.

Ces observations permettent de présenter un modèle d'évolution cyclique :

- a) une étape volcanique qui donne une morphologie en dôme à l'axe.

- b) une étape tectonique responsable de la formation du graben par subsidence de la partie axiale ;
- c) un élargissement et un approfondissement du graben jusqu'à la reprise du volcanisme.

Ces différentes étapes rendent compte de la morphologie observée actuellement en différents points de la dorsale.

a - L'existence d'une étape de formation d'un dôme est déduite des observations faites sur une distance de 600 m en s'éloignant de l'axe du plancher océanique au sommet du mur Est du graben (site A). L'activité tectonique y est limitée à quelques fissures et seule une faille mineure, inactive, à regard externe est présente. Le style volcanique est largement dominé par les laves en coussins. Aucun éboulis n'est observé. La couverture sédimentaire augmente en s'éloignant de l'axe suggérant que les laves ont été émises près de l'axe actuel et qu'aucune tectonique ne les a affectées depuis. Les murs du graben montrent que ces laves en coussins surmontent des laves massives, l'ensemble appartenant à une même coulée de plusieurs dizaines de mètres. La présence des laves massives suggère que c'est un volume important de lave qui semble être émis pour former ce dôme. L'ensemble de ces données (volume important de lave non tectonisée sur les rides bordant le graben) amène à considérer que les laves se sont mises en place à leur profondeur actuelle, bien au-dessus du plancher interne du graben, pendant un épisode d'intense activité volcanique. A ce stade, la morphologie de la crête devait être un dôme ou un plateau. Les données bathymétriques montrent actuellement, sur certains segments de la dorsale, cette étape volcanique (17°08'S, 17°26'S, 8°39'N, 13°45'N par exemple (fig. 38 et 78).

b - Les observations des murs du graben (site A) permettent de penser que la partie centrale de l'axe se soit formée par affaissement le long de failles normales. Ainsi, le graben correspond à un effondrement, en réponse à l'extension lors d'une période d'activité volcanique réduite. Cette formation implique pour l'axe de la dorsale une morphologie instable. Différents stades d'évolution du graben ont pu être observés soit par submersible, soit sur les profils bathymétriques : un graben de 10 m de profondeur sur 50 m de large à 20°08'S, de 20 m sur 200 m à 11°30'N, de 50 m sur 300 m à 3°25'S et 12°44'N, de 90 m sur 1 km à 21°40'S.

c - La reprise du volcanisme peut avoir lieu à n'importe quel moment lors de l'effondrement du graben. Elle peut s'effectuer de deux façons différentes. Une consistera à remplir le graben si celui-ci est peu large, par des coulées de laves successives, comme à 12°50'N ou 3°23,5'S par exemple. Ceci confère un fond plat au graben (fig.65). L'autre aura pour effet de construire un nouveau dôme à l'intérieur du graben (fig.38), comme à 3°27'S ou à 8°42'N par exemple. Ainsi, les structures préexistantes sont entièrement ou partiellement oblitérées.

Cette évolution cyclique permet d'expliquer a) les variations de la morphologie observée le long de l'axe. Le type morphologique des laves semble légèrement différent d'un stade à l'autre. La reprise du volcanisme donne une quantité plus importante de laves fluides, le stade dôme terminal est principalement constitué de laves en coussins. Seul le centre du dôme présente une bande d'une largeur d'une centaine de mètres de laves fluides. Cette différence de régime volcanique peut s'expliquer en terme de nature des laves, de température à l'extrusion ou de volume instantané des laves émises. La nature chimique des laves semblent identiques (Juteau *et al.*, 1980 ; Byers *et al.*, 1986), les mêmes coulées donnant des laves fluides et des laves en coussins (Renard *et al.*, 1985). Ces laves fluides se situent en début de coulées (température plus chaude) ou sur quelques replats, là où un volume de lave peut s'accumuler. Ainsi, les laves fluides correspondent aux laves les plus chaudes et à un volume d'émission important lors d'une éruption. Ceci démontre que la reprise du volcanisme (à 12°50'N par exemple) se fait par une injection rapide de basalte à la surface. Ce stade est un stade "chaud" dans l'activité de la dorsale. Une relation avec l'hydrothermalisme doit donc exister de ce fait ; b) montre qu'il doit exister une variation dans l'activité magmatique. La diminution et même l'arrêt du volcanisme lors de la phase tectonique peuvent être expliqués par trois hypothèses :

- une migration de la source magmatique par déplacement le long de l'axe (McDonald *et al.*, 1984 ; Crane, 1985)
- une apparente migration, résultant d'un diapirisme discontinu et/ou désynchronisé dans le remplissage des conduits axiaux amenant la lave ou du réservoir magmatique (Crane, 1985)
- un arrêt de l'extrusion à partir d'une chambre magmatique stable.

Cette dernière hypothèse est difficile à retenir car il faudrait admettre soit une interruption de l'extension provoquant les fissures, soit la mise en place d'un "bouchon" dans les conduits amenant la lave. Or, l'activité tectonique semble continue à cette échelle de temps (le millier d'années), et le "bouchon" est très hypothétique. Aucune évidence directe n'existe vraiment quant à l'existence d'une chambre magmatique sous la dorsale. Les données de sismique peuvent s'interpréter de deux manières (cf § I : structure interne).

2 - Tectonique hors axe

Les reliefs axiaux issus de l'évolution cyclique peuvent être affectés par la suite de mouvements tectoniques hors axe. En effet, l'asymétrie observée sur certaines coupes bathymétriques peut être expliquée de deux manières différentes :

- Une tectonique hors axe restructure les reliefs créés à l'axe, cette tectonique se faisant à une distance de 1 à 3 km de l'axe (Lonsdale, 1977d; Choukroune *et al.*, 1984). Cette tectonique semble possible au vu de l'existence d'une faille active à 2 km environ sur le flanc ouest de l'axe de la dorsale à 12°50'N (CY 82-17) (Choukroune *et al.*, 1984). Par contre, la plongée CY 84-29, symétrique à la plongée CY 82-17, ne montre aucune activité tectonique sur le flanc Est de l'axe. Ainsi cette tectonique hors axe ne s'effectuerait que d'un seul côté, donnant ces reliefs asymétriques.

- Si la tectonique hors axe est accidentelle, localisée et de faible ampleur, une autre hypothèse peut être proposée. Les reliefs visibles sur les flancs sont formés à l'axe et dérivent ensuite de façon symétrique ou pas. Aucun rejeu tardif, d'ampleur significative, ne vient modifier ces structures. Cette hypothèse est renforcée par la présence de structures symétriques par rapport à l'axe. La permanence de cette symétrie serait difficilement explicable s'il existait une tectonique hors axe asymétrique. Dans cette hypothèse, les reliefs différents d'un flanc à l'autre peuvent être expliqués soit par des sauts d'axes successifs sur quelques kilomètres, soit par des évènements volcanotectoniques de plus grande ampleur c'est-à-dire plus longs dans le temps, donnant des reliefs (graben ou dôme) de 300 à 400 m de dénivelé. Ces é-

vènements pourraient faire partie d'un cycle volcano-tectonique créant des grabens de la dimension de celui observé à 16°20'N (300 m de profondeur sur 5 km de large) et de dômes de type de celui observé à 5°49'N (300 m de haut sur 4 km de large). Le cycle volcano-tectonique décrit auparavant, responsable de la construction du domaine axial de 0,5 à 2 km de large, donnerait une suite d'évènements discrets qui s'inclueraient dans ces grandes périodes tectoniques ou volcaniques. Ces périodes seraient responsables des reliefs majeurs. Une réciproque de ce modèle serait que la largeur de la zone d'activité tectonique varierait dans le temps, jusqu'à un maximum de 2 à 5 km de part et d'autre de l'axe. L'asymétrie proviendrait de la possibilité que la mise en place du dôme ne soit pas centrée dans la vallée centrale, mais décalée sur un bord ou que le graben ne prenne pas place au sommet du dôme mais sur un flanc. Il faut donc admettre pour cela l'existence de sauts d'axes de 1 à 2 km.

Cette hypothèse de grandes périodes sera étayée dans les chapitres suivants, au niveau des dorsales à taux d'expansion plus lent que celui de la dorsale Est Pacifique.

3 - Désynchronisation de l'activité volcano-tectonique le long de l'axe

La construction de la partie axiale de la dorsale Est-Pacifique s'effectue de manière discontinue dans le temps et désynchronisée dans l'espace le long de l'axe. Le paragraphe précédent insistait sur l'aspect discontinu. Ce paragraphe montre l'aspect désynchronisé le long d'un segment compris entre 10°30'N et 14°30'N. Les segments élémentaires définis au paragraphe varient de 3 à 45 km, la valeur moyenne étant 16 km. Cette segmentation est établie à partir des différences morphologiques de l'axe d'accrétion et des grandes ou petites structures qui décalent cet axe, observées au niveau de la partie supposée active de la dorsale. Les différences morphologiques se caractérisent par la présence ou non d'un graben, et la taille de celui-ci. Ces différences morphologiques montrent que l'activité le long de l'axe est désynchronisée, les stades observés étant des stades

différents dans l'évolution cyclique de la morphologie axiale. Toutefois, deux segments consécutifs peuvent être au même stade d'évolution.

D'autre part, des données pétrologiques (Langmuir *et al.*, 1986) semblent confirmer cette segmentation fine de l'axe, fine par rapport à celle entrevue par d'autres auteurs. En effet, différents auteurs segmentent l'axe en tronçons d'environ 150 km, limités par les zones de fracture ou les "O.S.C." de grandes dimensions tel celui de 11°45'N (Schouten *et al.*, 1986 ; Thompson *et al.*, 1985 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Lonsdale, 1985), ou en segments de 50 km, les limites étant certains "O.S.C." de petites dimensions (Crane et Kastens, 1986 ; Schouten *et al.*, 1985). Toutes ces limites correspondent à des variations chimiques dans les basaltes. Langmuir *et al.* (1986) montrent que ces variations se rencontrent également à proximité des petits décalages de l'axe. Ainsi, la morphostructure superficielle de la croûte océanique serait représentative de phénomènes profonds, magmatiques, subdivisés de la même manière. On peut se poser la question de savoir si ces segments sont stables dans le temps, c'est-à-dire si la construction de la dorsale s'effectuerait toujours aux mêmes endroits ?

Crane (1985) propose une migration des processus magmatiques le long de l'axe, les limites type "O.S.C." migrant dans l'espace (Crane et Kastens, 1986), mais cette hypothèse demande à être étayée.

4 - Liaison avec l'hydrothermalisme

L'activité hydrothermale et les dépôts hydrothermaux observés sur la dorsale Est-Pacifique et plus particulièrement sur le segment 13°N montrent des arrangements temporels et spaciaux au niveau des types d'émission, de la position des sites le long de la dorsale. Deux points importants sont à souligner :

- l'activité hydrothermale, partout où elle a été observée, est concentrée sur une bande de 80 m de largeur maximale le long de l'axe
- les dépôts hydrothermaux sont présents à tous les stades d'évolution morphologique de la dorsale.

a - variation transversale

Cette variation correspond à une variation temporelle. Les sites hydrothermaux inactifs trouvés au sommet des murs du site A (12°50'N) sont des sites évolués, c'est-à-dire que leur fonctionnement s'est effectué sur une période suffisamment longue pour atteindre le stade terminal de l'évolution des sites hydrothermaux océaniques définis par Hékinian et Fouquet (1985). Ces sites sont anciens (Lalou *et al.*, 1985) et ont fonctionné avant la mise en place du graben (Gente *et al.*, 1986). Les sites actifs et fossiles sur le plancher interne du graben axial sont récents (Lalou *et al.*, 1985), et correspondent à des stades jeunes dans l'évolution des édifices sulfurés (Hékinian et Fouquet, 1985). La durée de vie des édifices hydrothermaux est faible (Cann et Strens, 1982).

b - variation longitudinale

Cette variation se rencontre à plusieurs échelles et correspond à des variations spatiales :

- l'échelle hectométrique (< 1 km) donne une périodicité pour les sites hydrothermaux actifs et inactifs de l'ordre de 200 à 300 m, parallèlement à l'axe (sites A et B). Cette périodicité des sites semble indiquer l'existence d'une circulation hydrothermale le long de l'axe se surimposant ou non à une circulation transversale (Watremez, comm. personnelle). Ce deuxième cas, s'il était unique, donnerait certainement des émissions beaucoup plus aléatoires. Cette circulation longitudinale a déjà été proposée par différents auteurs comme étant un apport indispensable à la circulation transversale pour une décharge ponctuelle par les sources hydrothermales (Mottl, 1983 ; Sleep, 1983 ; Cann *et al.*, 1985/86).
- l'échelle plurikilométrique montre une segmentation de l'activité hydrothermale en rapport direct avec les segments élémentaires. Le segment élémentaire nord du secteur 13°N (de 12°46' à 12°52'N) est très actif c'est-à-dire possède une activité hydrothermale importante, le segment sud (de 12°40' à 12°46'N) inactif.

Le segment nord montre deux types différents d'activité au centre du graben. Au milieu du segment (12°48'-49'N) des diffuseurs, du type des sulfures III et IV (tableau 5) (Fouquet et Auclair, en préparation) principalement, correspondent à l'activité la plus représentée. Au Sud et au Nord de ce site, les sites A et B sont le siège des fumeurs noirs à gros débits. Plus la distance au centre du segment augmente, plus les cheminées sont petites et correspondent au stade initial (I et II) de formation des amas sulfurés océaniques (Fouquet et Auclair, en préparation). Ainsi, ces observations conduisent à considérer qu'il existe une propagation de l'activité à partir du centre du segment élémentaire vers les extrémités,

le long de l'axe (Fouquet et Gente, en préparation).

Le segment sud ne possède que des sites fossiles avec des cheminées de type II (tableau 5). L'activité semble avoir avorté rapidement. Cette cessation peut être due à l'influence du demi-volcan de 12°42'N auquel est associé un hydrothermalisme actif, mais ancien, considérant l'évolution des sulfures reconnus (Hékinian et Fouquet, 1985).

c - relation hydrothermalisme - morphologie longitudinale de l'axe

Plusieurs questions se posent quant à la localisation des sites hydrothermaux, que ce soit au niveau des dorsales en général ou sur une même dorsale océanique. Existe-t-il un rapport taux d'expansion - hydrothermalisme ? L'activité hydrothermale est-elle liée à la morphologie longitudinale de l'axe ?

- *localisation des sites hydrothermaux*

Dans les chapitres suivants, une synthèse sera faite concernant la présence d'activité hydrothermale sur différentes dorsales, sur le style et la localisation de celle-ci. Toutefois, il est maintenant connu que l'activité hydrothermale associée à des dépôts de sulfures existe sur les dorsales Galapagos, Est-Pacifique à 21°N, Juan de Fuca, Explorer, Mer Rouge et médio-Atlantique (Corliss *et al.*, 1979 ; Francheteau *et al.*, 1979 ; Normark *et al.*, 1982 ; Tunnicliffe *et al.*, 1986 ; Rona *et al.*, 1986 ; Rona, 1984).

Le long d'une même dorsale, la dorsale Est-Pacifique, les sites hydrothermaux actifs se situent à 12°50'N, 11°26'N, 10°56'N, 17°26'S, 20°10'S et 21°26'S (Francheteau et Ballard, 1983 ; Hékinian *et al.*, 1983 a et b ; Hékinian *et al.*, 1985 ; Renard *et al.*, 1985 ; Mc Conachy *et al.*, 1986). Des anomalies de températures ont été mesurées à 12°40'N, 11°50'N, 11°30'N, 10°20'N et 9°50'N (Crane *et al.*, soumis). Des sulfures ont été observés sur le fond ou dragués à 12°44'N, 18°30'S et 21°40'S (Hékinian *et al.*, 1983 b ; Bäcker *et al.*, 1985 ; Renard *et al.*, 1985). Tous ces sites, actifs ou inactifs, se rencontrent indifféremment sur les flancs et les sommets des hauts topographiques longitudinaux de l'axe (fig. 39 et 78).

- *Les hypothèses en présence*

Deux hypothèses ont été proposées, une sur la relation hydrothermalisme - taux d'expansion, l'autre sur la relation hydrothermalisme - haut topographique. McDonald (1982, 1983) propose que lorsque le taux d'expansion est suffisamment rapide (> 5 cm/an) l'activité hydrothermale est possible. L'hydrothermalisme ne peut pas être associé aux dorsales lentes. L'autre relation concerne une même dorsale. L'activité hydrothermale se concentrerait sur le sommet des hauts topographiques uniquement et serait absente sur ses flancs (Ballard et Francheteau, 1982 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; Ballard *et al.*, 1984).

- *Discussion*

Les données disponibles à ce jour montrent que l'activité hydrothermale peut exister sur les dorsales lentes, telle la dorsale médio-Atlantique, sous une forme comparable à celle observée sur la dorsale Est-Pacifique. (Rona *et al.*, 1986). La relation hydrothermalisme - taux d'expansion rapide n'est donc pas démontrée.

La deuxième hypothèse qui mettait en relation l'hydrothermalisme avec les sommets des hauts topographiques n'est pas confirmée non plus. En effet, des sites hydrothermaux actifs ont été trouvés également sur les flancs.

Ainsi, aucune de ces deux hypothèses de localisation des sites hydrothermaux n'est vérifiée. Une autre hypothèse peut être proposée. Il pourrait exister une relation hydrothermalisme - stade d'évolution de la partie axiale de la dorsale.

d - relation hydrothermalisme - cycle volcano-tectonique

L'activité hydrothermale observée sur des segments de dorsale à des stades d'évolution différents permet de proposer une relation entre l'hydrothermalisme et le cycle volcano-tectonique responsable de la construction de la dorsale.

- *Les relations hydrothermalisme - morphologie axiale*

. A la morphologie en dôme, à 17°30'S, est associé un hydrothermalisme discret, de type diffusion de fluide à travers le basalte, auquel sont associées des communautés animales éparses. Une cheminée active de type fumeur noir est également présente dans cette zone. L'examen minéralogique d'un échantillon de sulfure sur ce même segment montre que le fluide à la base de la précipitation de ces minéraux est de très haute température ($\sim 400^{\circ}\text{C}$) avec un fugacité d'oxygène faible (Fouquet et Gente, en préparation).

. Le stade suivant, début de création du graben (20°S), montre des sorties de fluide diffusant à travers le basalte, et quelques indices de présence de sulfures, mis en évidence sur des photographies du fond (Francheteau et Ballard, 1983). A 10°56'N, un stade d'évolution équivalent, un site de type diffuseur se trouve sur un mur de petit graben de 10 m de profondeur et 50 m de large (Mc Conachy *et al.*, 1986).

. A 11°30'N où le graben est plus profond, trois sites actifs -un diffuseur avec un fumeur noir à faible débit, une émission de fluide à travers le basalte et un dépôt de sulfure poreux à travers lequel un fluide diffuse- caractérisent ce segment. A 12°44'N, correspondant à un stade tectonique un peu plus évolué (gaben plus profond), seules des cheminées fossiles, du type sulfure de zinc, sont présentes. A 18°30'S, le graben plus profond ne présente aucune activité. La présence de stockwerk sur les murs de ce graben montre qu'une activité a eu lieu auparavant.

. A 21°30'S, l'effondrement du graben est équivalent à celui de 18°30'S. L'hydrothermalisme y est très virulent. Il est représenté par des sulfures évolués (sulfures massifs) surmontés de cheminées type fumeur noir. Sur tout le fond du graben, les éboulis sont couverts de sulfures. Un diffuseur basse température est situé sur le mur est.

. A 12°50'N, les laves ont envahi le fond du graben, lui conférant alors un plancher plat. L'hydrothermalisme y est très actif (fumeurs noirs, diffuseurs, diffusion à travers le basalte), avec des types minéralogiques de sulfures variant de I à IV (tableau

- Les conditions de la circulation hydrothermale

Trois conditions sont indispensables pour que se réalise une circulation hydrothermale :

- présence d'eau (eau de mer dans le cas considéré)
- possibilité de circulation (fissures, failles)
- une source de chaleur (moteur de la circulation).

Ces trois conditions vont être réunies au niveau de l'axe des dorsales océaniques. Mais l'évolution cyclique de l'axe crée des conditions parfois plus défavorables à cette circulation, en ne réunissant pas toutes les conditions au même moment au même endroit. Ainsi, la fissuration et la fracturation à l'axe, qui semble correspondre à la source principale de pénétration d'eau pour la circulation hydrothermale (cf § VII, 3b), sont maximales lors de la phase tectonique, et minimales pendant la phase volcanique. Au contraire, la source de chaleur est présente pendant la phase volcanique et discrète lors de la phase tectonique.

- Les dépôts de sulfures

Après le lessivage des roches (basalte) par un fluide à haute pression et haute température, le dépôt des minéralisations s'effectue de différentes manières :

- précipitation des sulfures en sub-surface (dans les conduits nourriciers)
- précipitation en surface, c'est-à-dire à eau libre, sous la forme de cheminées jusqu'aux sulfures massifs
- précipitation des sulfures sous un "couvercle" (toit de basalte, sédiments...). Les dépôts s'effectuent dans ce cas dans une poche, isolée de l'eau de mer froide. Lors de ces dépôts, l'activité hydrothermale en surface peut être réduite à des diffusions de fluides à travers le basalte. Le couvercle de basalte pourrait être une coulée de lave, essentiellement mise en place lors de la phase volcanique.

- Discussion sur le paroxysme hydrothermal

Le paroxysme hydrothermal discuté ici est le paroxysme de l'émission des fluides en surface. La phase paroxysmale de dépôts ne sera pas abordée, trop d'inconnues subsistant. D'après les observations, deux

stades paroxysmaux semblent possibles : le premier à la fin du stade tectonique (ex. de 21°30'S), le second aurait lieu pendant des phases du stade volcanique (ex. de 12°50'N).

- . A la fin du stade tectonique, la pénétration de l'eau de mer est maximale. Au moment de la remontée d'une source de chaleur, qui précède le volcanisme émissif, l'eau qui a pénétré dans la croûte est réchauffée, la circulation hydrothermale peut commencer, l'émission de fluide est possible. Cette émission sera paroxysmale si le refroidissement par l'eau de mer froide et la vitesse de pénétration de celle-ci dans les fissures sont très inférieures au réchauffement et à la vitesse de remontée du fluide chaud. Ceci semble possible si l'on considère que la pénétration de l'eau froide se fait sur des surfaces importantes à l'opposé des sorties ponctuelles de type cheminées. Ce pourrait être le cas à 21°30'S. L'activité hydrothermale peut s'étaler dans le temps, commençant par des phases moins actives (diffusion à travers le basalte) pour atteindre ensuite les stades les plus actifs, haute température, qui, si l'activité continue, donneront ensuite des sulfures évolués. Le paroxysme est atteint lors de la phase la plus chaude. Les dépôts de sulfure observés à 21°30'S, associés à l'activité haute température correspondent à cette longue activité hydrothermale.
- . Le second état paroxysmal se place lors de la phase volcanique. La source de chaleur est présente. Toute nouvelle fissuration permet à l'eau de mer de pénétrer dans le basalte. Ces fissures servent de conduits pour les remontées de lave. Mais avant les émissions volcaniques, des émissions de fluides hydrothermaux sont possibles, donnant alors des fluides haute température et des stades de sulfures peu évolués (exemple de 12°50'N).

A 17°30'S, le dôme axial semble être en cours de construction. L'activité hydrothermale, soit de haute température, soit sous forme d'émission de fluide diffusant à travers le basalte, montre qu'une source de chaleur est présente, mais la fissuration insuffisante pour qu'elle s'exprime totalement.

Hors de ces deux stades paroxysmaux, les autres stades qui correspondent à la création du graben, sont des stades froids, peu actifs au niveau du volcanisme et de l'hydrothermalisme.

Haymon et McDonald (1985) relient le paroxysme hydrothermal à la présence d'une chambre magmatique, l'activité diminuant lors du refroidissement de celle-ci. Les auteurs relient l'idée de chambre magmatique à la vitesse d'expansion des dorsales, les dorsales rapides ayant une chambre stable, les dorsales lentes une chambre intermittente et réduite en dimension.

Dans le modèle proposé dans ce travail, l'intensité de l'activité hydrothermale varie le long d'une même dorsale, et dans le temps pour un même lieu. Aucune contrainte n'est donnée par le taux d'expansion ou la présence d'une chambre magmatique hypothétique. La source de chaleur proposée ici peut être simplement une infiltration de magma à partir du manteau dans des conduits axiaux de faibles dimensions, sans chambre magmatique à proprement parler.

VIII - CONCLUSION

Les données exploitées dans ce travail, associées aux données bibliographiques disponibles, ont permis d'observer les points suivants :

- la croûte océanique de la dorsale Est-Pacifique est épaisse de 6 à 7 km à l'axe ou sur les flancs
- aucune évidence n'existe quant à la présence d'une chambre magmatique sous l'axe
- l'amplitude des dénivelés de la morphologie transverse est inférieure à 500 m
- une symétrie des structures existe de part et d'autre de l'axe
- les escarpements faillés sont en général à regard interne, les pentes douces construites à regard externe
- il existe une variation de la morphologie axiale ; tous les stades entre un dôme et un graben de 200 à 300 m de profondeur sur quelques kilomètres de large ont été observés
- cette morphologie axiale est indépendante du taux d'expansion entre 8 cm/an et 18 cm/an et de l'approche du point triple des Galapagos
- les dénivelés de la morphologie le long de l'axe atteignent 500 m maximum. Les pentes sont de l'ordre de 0,2 %.
- les dépressions les plus importantes correspondent aux intersections avec les zones de fracture et les "O.S.C." de grandes dimensions (de l'ordre de 10 km entre les deux rides)
- il existe des structures de relais en échelon à toutes les échelles de quelques dizaines de mètres à 10 km
- ces structures sont instables dans le temps

- ces relais servent de frontière à des segments élémentaires de 20 km de long en moyenne. Ces segments peuvent être limités par des passages dôme-graben ou des dépressions dans la morphologie longitudinale
- la zone d'activité tectonique s'étend sur une distance maximale de 2 km de part et d'autre de l'axe. L'activité la plus importante se situe dans le graben axial sur 300 à 500 m de large
- la zone d'activité volcanique est limitée sur 100 à 300 m de largeur
- le volcanisme est épisodique. Le mode éruptif est différent d'un épisode à l'autre
- l'activité hydrothermale est concentrée dans une bande de 80 m de largeur le long de l'axe
- cette activité est périodique (200 m environ), le long de l'axe
- elle n'est pas liée aux hauts topographiques
- les activités hydrothermale et volcanique semblent désynchronisées le long de l'axe
- l'activité hydrothermale et l'activité volcanique sont discontinues à l'échelle des segments élémentaires. Un segment actif peut être entouré de segments inactifs
- sur un segment actif, l'activité hydrothermale présente des sites évolués au centre du segment, et moins évolués aux extrémités
- la circulation hydrothermale est maximale dans les 500 premiers mètres de croûte.

Toutes ces observations permettent de proposer des hypothèses sur la construction de la morphologie de la dorsale Est-Pacifique, sur la liaison de cette construction avec l'hydrothermalisme et sur la réponse de la croûte océanique aux contraintes dues à l'expansion :

- 1 - La croûte océanique superficielle à l'échelle kilométrique (<10 km) et sur environ 1 km d'épaisseur permet un décalage des axes d'accrétion sans structures cisailantes les reliant. Les structures en relais (O.S.C.) correspondent à la marque de cette déformation.
 - A ces cassures de la croûte se surimpose le volcanisme épisodique.
 - A plus grande échelle, la déformation devient cassante entre les axes d'accrétion et se caractérise par la présence de failles transformantes.
- 2 - La morphologie de la dorsale concernant les 500 premiers mètres de croûte est issue d'une activité cyclique à l'axe, où alternent des stades volcaniques et des stades tectoniques.

- Cette construction cyclique s'effectue sur des segments élémentaires indépendants l'un de l'autre de 20 km de longueur.
 - Tout le relief de la dorsale est construit à l'axe (sur 1 à 2 km), seuls quelques rejeux tectoniques mineurs hors axe peuvent légèrement le modifier.
- 3 - L'activité hydrothermale est liée à ce cycle volcanotectonique.
- L'activité sur un même segment élémentaire semble se propager du centre vers les extrémités.
 - La circulation hydrothermale semble principalement longitudinale et sur l'axe.

Est-ce que ces résultats d'observations sont vérifiables sur les dorsales à taux d'expansion plus lent ?

CHAPITRE TROISIEME

LES DORSALES A TAUX D'EXPANSION INTERMÉDIAIRE (5 À 9 CM/AN)

Les exemples de : la dorsale active du Bassin Nord-Fidjien ;
la dorsale active des Galapagos ;
la dorsale Est-Pacifique au nord de la zone de fracture Rivera ;
le système des dorsales Gorda, Juan de Fuca et Explorer.

Les dorsales à taux d'expansion intermédiaire (5 à 9 cm/an) (McDonald, 1982) sont reconnues actuellement comme présentant une morphologie différente des dorsales à taux d'expansion rapide ou lent (McDonald, 1982 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; Choukroune *et al.*, 1984). Un graben peu prononcé marque l'axe de ces dorsales. Les premiers escarpements faillés apparaissent à plusieurs kilomètres du domaine axial. Les flancs ont des reliefs dont le dénivelé est plus important que ceux des dorsales rapides.

Toutefois, cette classification n'est pas toujours très nette. Menard (1967) réunit en un seul groupe les dorsales à taux d'expansion supérieur à 3 cm/an, dorsales qui ne présentent pas pour l'auteur de variations morphologiques notables.

L'étude qui suit essaie de faire un bilan morphologique et structural de ces dorsales. Pour cela, une reconnaissance du système d'accrétion du bassin nord-fidjien (8 cm/an) reconnu lors du Leg III de la campagne SEAPSO du N/O Jean Charcot (1985), comparé aux autres dorsales à taux d'expansion équivalent (Dorsale des Galapagos, la dorsale Est-Pacifique au Nord de la zone de fracture Rivera, le système des dorsales Gorda, Juan de Fuca et Explorer), permettra d'établir les caractéristiques générales, avec leurs variations, de ces rides d'accrétion.

I - LA DORSALE ACTIVE DU BASSIN NORD-FIDJIE

1 - Cadre général

Le bassin Nord-Fidjien, autrefois appelé plateau Nord-Fidjien, est situé sur la bordure occidentale des îles Fidji. Centré dans un trapèze formé par la fosse des Nouvelles Hébrides à l'Ouest, la zone de fracture Hunter au Sud, le fossé du Vitiaz au Nord et la plateforme fidjienne à l'Est (fig.82a), il surplombe les fonds océaniques environnants de plus de 2000 m (McDonald *et al.*, 1973 ; Luyendick *et al.*, 1974 ; Larue *et al.*, 1982 ; Hamburger et Isacks, sous presse).

Le fossé du Vitiaz est bordé sur son flanc sud d'un chapelet d'îles et de hauts fonds (de l'île Rotuma à l'Est à l'île Mitre à l'Ouest).

L'archipel des Nouvelles Hébrides (actuellement Vanuatu), à l'Ouest du bassin, constitue l'arc volcanique de la fosse du même nom située à l'Ouest de l'archipel. Cette fosse est une plaque plongeante en direction du bassin Nord-Fidjien. Elle se poursuit à l'Est par une dépression, la zone de fracture Hunter, rejoignant la plateforme fidjienne par le Sud.

La plateforme fidjienne est constituée d'îles volcaniques qui se sont construites depuis 38 M.A. jusqu'à nos jours (Rodda et Kroenke, 1984). L'activité volcanique sur ces îles passe successivement d'un volcanisme calco-alcalin. Cette plateforme aurait subi, suivant les auteurs, une rotation antihoraire de 21° à 55° entre 8 et 4 M.A. (Falvey, 1978 ; Malahoff *et al.*, 1979) (fig. 82).

2 - Le bassin Nord-Fidjien (données antérieures)

a - bathymétrie et morphologie

La carte bathymétrique (Chase *et al.*, 1982) à laquelle est annexée la carte de Kroenke (sous presse) dans la partie nord du bassin (fig. 83), fait apparaître quelques grandes familles de directions. Dans

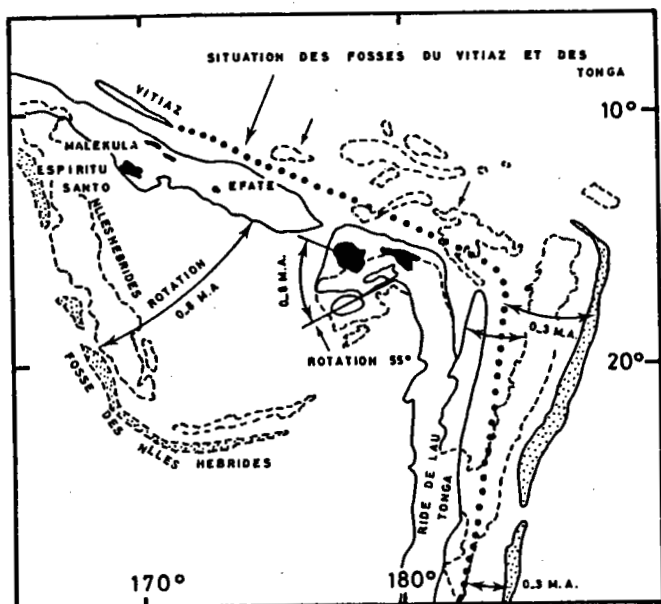
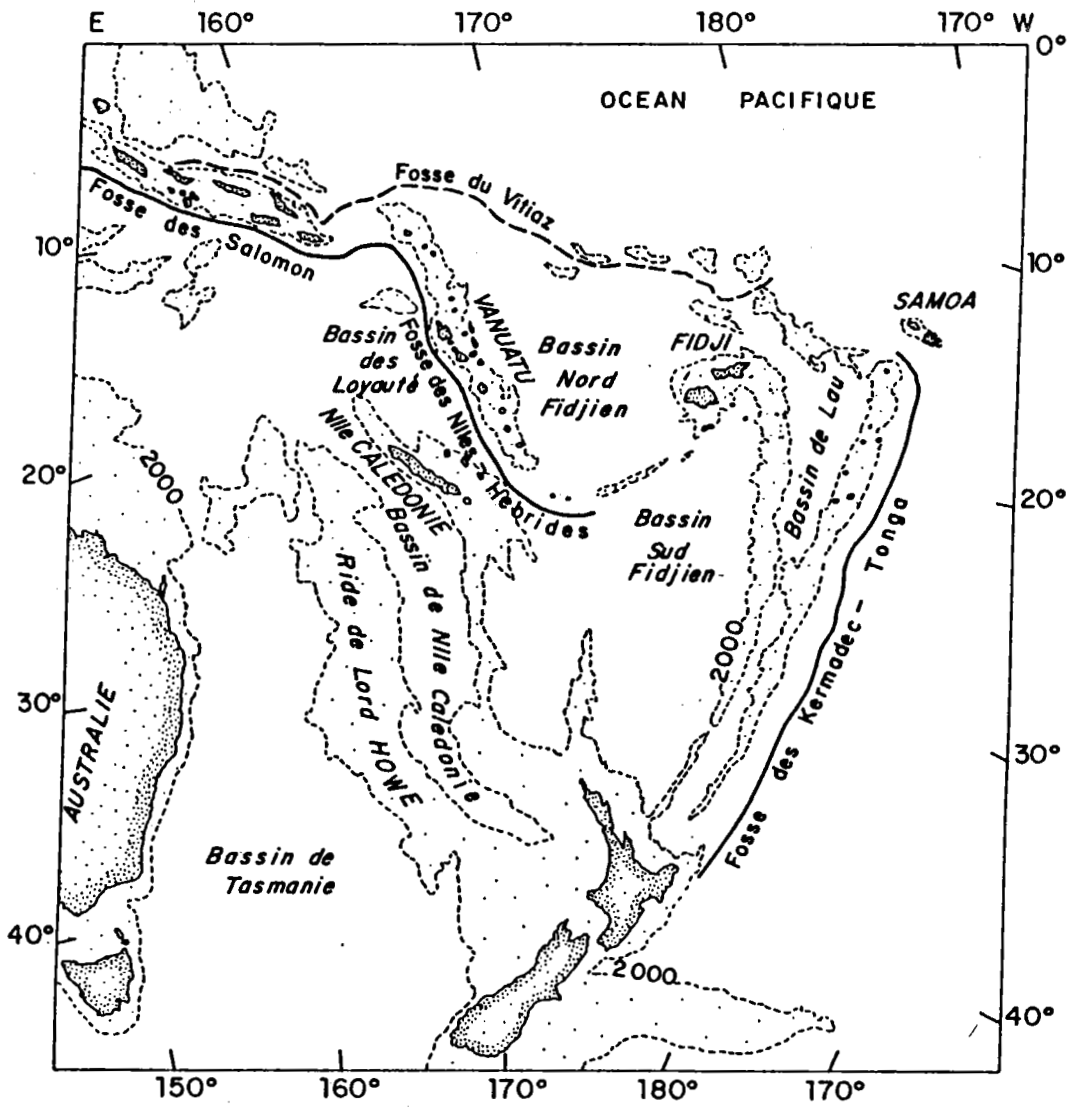


Figure 82 : a) Positionnement du bassin Nord-Fidjien dans le contexte du Sud-Ouest Pacifique (d'après Hamburger et Isacks, sous presse).

b) Schéma des mouvements de rotation ayant affecté les différents ensembles autour du bassin Nord-Fidjien depuis 8 M.A., d'après Mamahoff et al. (1979) dans Dubois et al. (1982).

la partie méridionale du bassin, une direction principale N 75 vient buter dans un alignement N 50 qui joint la zone de fracture Hunter au Sud à la plateforme fidjienne à l'Est. Cette direction N 50 passe à N 10 puis N 05 à l'Ouest des îles Fidji. Cette zone présente de profonds fossés (allant jusqu'à 4000 m de profondeur) en relais (Auzende *et al.*, 1986 b). Immédiatement au Nord de la plateforme fidjienne, des sillons de direction N 70, passant au Nord à N 60, convergent vers le centre du bassin. Dans la partie septentrionale (carte de Kroenke, sous presse) trois directions convergent autour d'une fosse de 4000 m de profondeur, interprétée comme un "point triple" à 15°S et 173°E. Ces directions sont N 105 à l'Ouest, N 75 à l'Est et grossièrement Nord-Sud dans la partie méridionale. La partie centrale du bassin ne présente pas de directions marquées. La profondeur moyenne s'échelonne autour de 3000 m. La faible épaisseur de la couverture sédimentaire dans le bassin (Luyendick *et al.*, 1974) permet de prendre la bathymétrie comme caractéristique essentielle des événements structuraux.

b - la sismicité

L'étude de la sismicité superficielle dans le bassin nord-fidjien permet de caractériser cinq zones (Hamburger et Isacks, sous presse).

- La zone de fracture nord-fidjienne, à 16°S, est caractérisée par la ligne sismique la plus importante de tout le bassin. L'extension vers l'Ouest est plus ambiguë. A 174°E, un décalage d'environ 1° vers le Nord, délimite un petit segment actif, de 150 km de long. Aucune sismicité liée à cette direction n'existe au-delà de 172°E. Cette zone de fracture est un cisaillement sénestre caractérisé par des fossés.

- Dans la partie nord du bassin, la ride Hazel Holme présente un alignement de séismes parallèle à la zone de fracture nord-fidjienne relié à un jeu cisailant de cette ride et à des événements en failles normales.

- Au Sud, la partie orientale de la fosse des Nouvelles Hébrides, la zone de fracture Hunter, montre un nombre d'événements sismiques important qui s'arrêtent à 175°E. Une extension vers le Nord de cette zone existe dans une direction Nord-Sud et une autre N 30. Ces séismes correspon-

dent à des jeux en failles normales au niveau du mur nord de la fosse des Nouvelles-Hébrides, et à des cisaillements en remontant dans le bassin.

- A l'Ouest de la plateforme fidjienne, une ligne sismique en zig-zag, de direction moyenne N-S, s'étend de 20°S à la zone de fracture nord-fidjienne. Ces séismes de faible magnitude sont en cisaillement dextre orienté N 140.

- La partie centrale du bassin ne montre que des séismes isolés, difficiles à grouper en une quelconque direction.

c - la carte aéromagnétique

Cette carte (fig.84a) (Malahoff *et al.*, 1979 ; Cherkis, 1980 ; Malahoff *et al.*, 1982) bien que complexe, montre trois directions majeures :

- des anomalies en éventail caractérisent la partie N-W du bassin,
- ces anomalies sont recoupées par des linéations N-S dans la partie centrale du bassin,
- dans la partie N-E, le tracé des anomalies est plus complexe. Une direction E-W, dans la partie tout à fait nord apparaît.

d - interprétation des différentes zones

- *Les frontières du bassin*

. Le fossé du Vitiaz est considéré comme une subduction fossile depuis 10 à 8 M.A. (Gill et Gorton, 1973 ; Malahoff *et al.*, 1982 ; Brocher, 1985 ; Brocher et Holmes, 1985). La plaque Pacifique au Nord plongeait sous le bassin nord-fidjien. Cette fosse était reliée à l'Est à la fosse de Tonga-Kermadec avant l'ouverture du bassin de Lau il y a 3 M.A. (Malahoff *et al.*, 1982).

. La fosse des Nouvelles Hébrides aurait commencé à fonctionner vers 10 M.A. Son fonctionnement aurait entraîné la rotation horaire de l'arc des Vannatu jusqu'à sa position actuelle (fig. 82) (Malahoff *et al.*, 1982 ; Brocher, 1985).

. La zone de fracture Hunter aurait fonctionné en tant que zone de fracture (Chase, 1971), dextre (Kroenke, 1984) ou sénestre (Falvey, 1978 ; Brocher, 1985), lors de la rotation de l'arc des Vannatu.

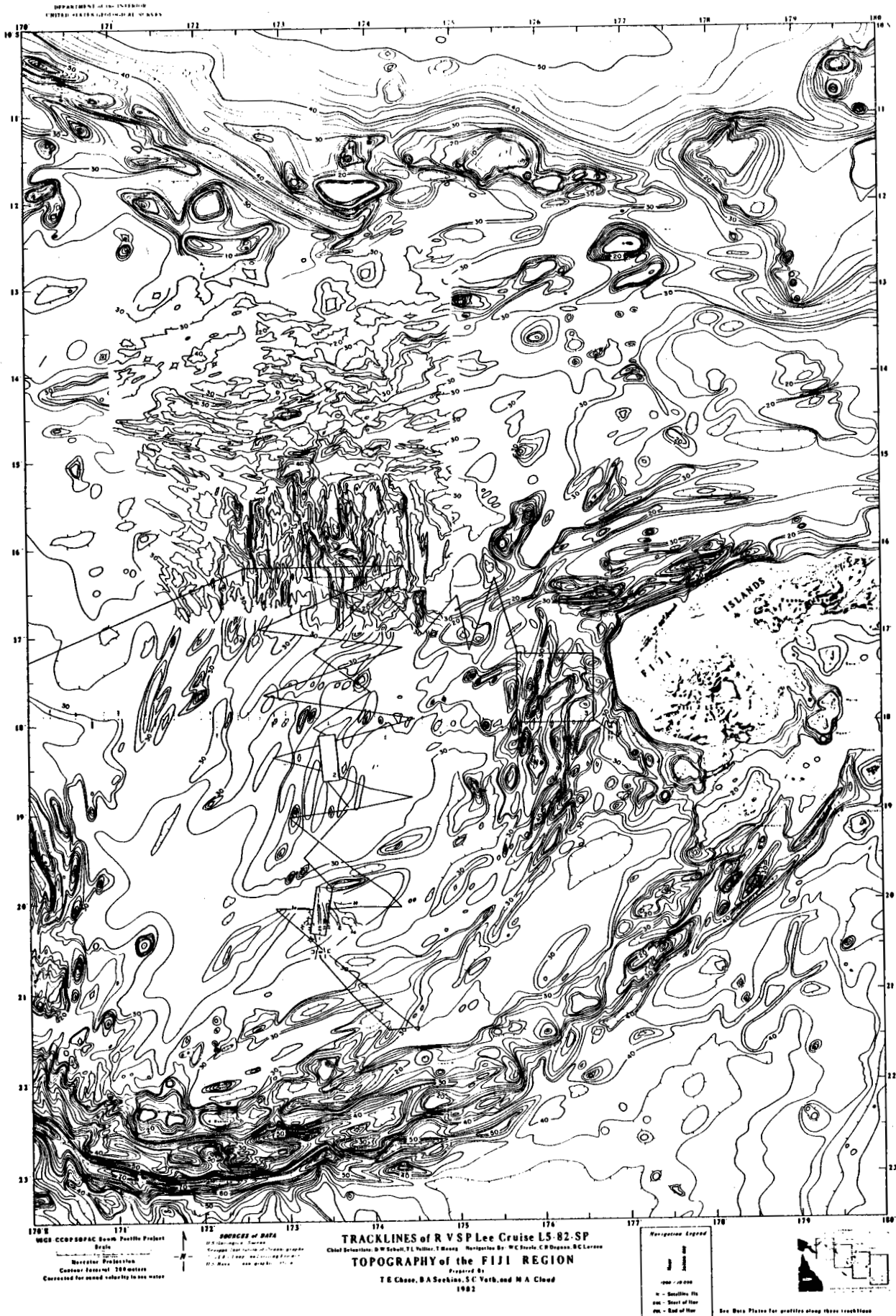


Figure 83 : Carte bathymétrique générale du bassin Nord-Fidjien et plan de position de la campagne Seapso III (1985) (d'après Chase et al., 1982 et Kroenke, sous presse).

Elle ne serait active aujourd'hui que dans sa partie occidentale (Hamburger et Isacks, sous presse). Le volcanisme de la plateforme fidjienne aurait été successivement lié au fonctionnement du fossé du Vitiaz (entre 38 et 10 M.A.), à l'ouverture du bassin nord-fidjien (7 M.A.) -due certainement aux perturbations du système par l'emboutissement du plateau Ontong-Java et des hauts fonds de Samoa par la plaque australienne, au niveau des fossés Salomon et du Vitiaz (Falvey, 1978 ; Dubois *et al.*, 1982)-, et enfin à la subduction de la fosse de Tonga-Kermadec entre 13 M.A. et nos jours (Rodda et Kroenke, 1984).

- *Les différentes parties du bassin*

. La zone ouest Fidji a tout d'abord été interprétée comme un axe d'accrétion actif Nord-Sud, recoupé par des zones de fracture orientées N 140 (McDonald *et al.*, 1973 ; Brocker, 1985 ; Brocker et Holmes, 1985 ; Hamburger et Isacks, sous presse). Un travail récent, effectué lors de la campagne SEAPSO III (1985) du N/O Jean Charcot, montre la complexité morphologique de cette zone (Auzende *et al.*, 1986 b). Les rides et grabens de cette zone s'inscrivent dans un système décrochant dextre N 160, lié à la rotation des Fidji, lui-même associé à des décrochements sénestres N 45 de plus grande ampleur.

. La zone de fracture nord-fidjienne fonctionnerait de façon sénestre jusqu'au centre du bassin (Hamburger et Isacks, sous presse).

. Les directions E-W des anomalies magnétiques dans la partie Nord-Est du bassin pourraient correspondre à une zone en expansion de même direction (Cherkis, 1980 ; Malahoff *et al.*, 1982).

. La ride Hazel Holme serait une zone de fracture (Hamburger et Isacks, sous presse).

. La partie centrale du bassin correspond à une dorsale active nord-sud, dont la reconnaissance des anomalies magnétiques 1 à 3 suggère une ouverture de l'ordre de 7 à 8 cm/an (McDonald *et al.*, 1973 ; Malahoff *et al.*, 1979 ; Cherkis, 1980 ; Malahoff *et al.*, 1982 ; Maillet *et al.*, 1986 ; Auzende *et al.*, 1986 a).

3 - La dorsale active

Les objectifs du Leg III de la campagne SEAPSO du N/O Jean Charcot (décembre 1985) étaient :

- de reconnaître la dorsale active dans la partie centrale du bassin Nord Fidjien
- de déceler l'activité hydrothermale éventuelle
- d'explorer la zone active sismiquement de la zone ouest Fidji.

Pour ce faire, des levés bathymétriques Seabeam, magnétiques, gravimétriques, sismiques monotraces et des prélèvements d'échantillons (dragage, carottage, rosette) ont été effectués entre 16°S et 21°S et entre 173°E et 177°E.

Dans ce travail ne seront considérées que les données bathymétriques et magnétiques pour caractériser la morphologie de la dorsale active, et en montrer ses variations et ses points particuliers.

a - directions structurales

Trois directions structurales caractérisent le système d'accrétion (fig. 85) : une direction N-S entre 18°15' et 21°S, une direction N 15 entre 17° et 18°15'S et une direction N 160 entre 16° et 17°S. Plusieurs escarpements, rides et grabens, ainsi que l'axe d'expansion présentent ces directions. L'axe, en particulier, est une suite de segments en échelon, dont les décalages ne sont pas situés sur des zones de fractures.

Deux directions transverses aux directions de la dorsale existent à 21°S et à 16°40'S. Ces structures, d'orientation N 50, correspondent à des zones de cisaillement. Celle du Nord est prise en relais au niveau d'une structure N-S (Lafoy *et al.*, sous presse), par la zone de fracture nord-Fidjienne, à décrochement sénestre, et d'orientation N 65 - N 70 (fig. 85). La zone de fracture sud présente bien une ligne de séismes, de direction N 60, rejoignant à l'Est la zone ouest-Fidji.

Dans la partie nord, la carte de Kroenke (sous presse) (fig. 83) montre essentiellement des directions nord-sud. Toutefois, la couverture bathymétrique réalisée lors du Leg III de SEAPSO permet de proposer une

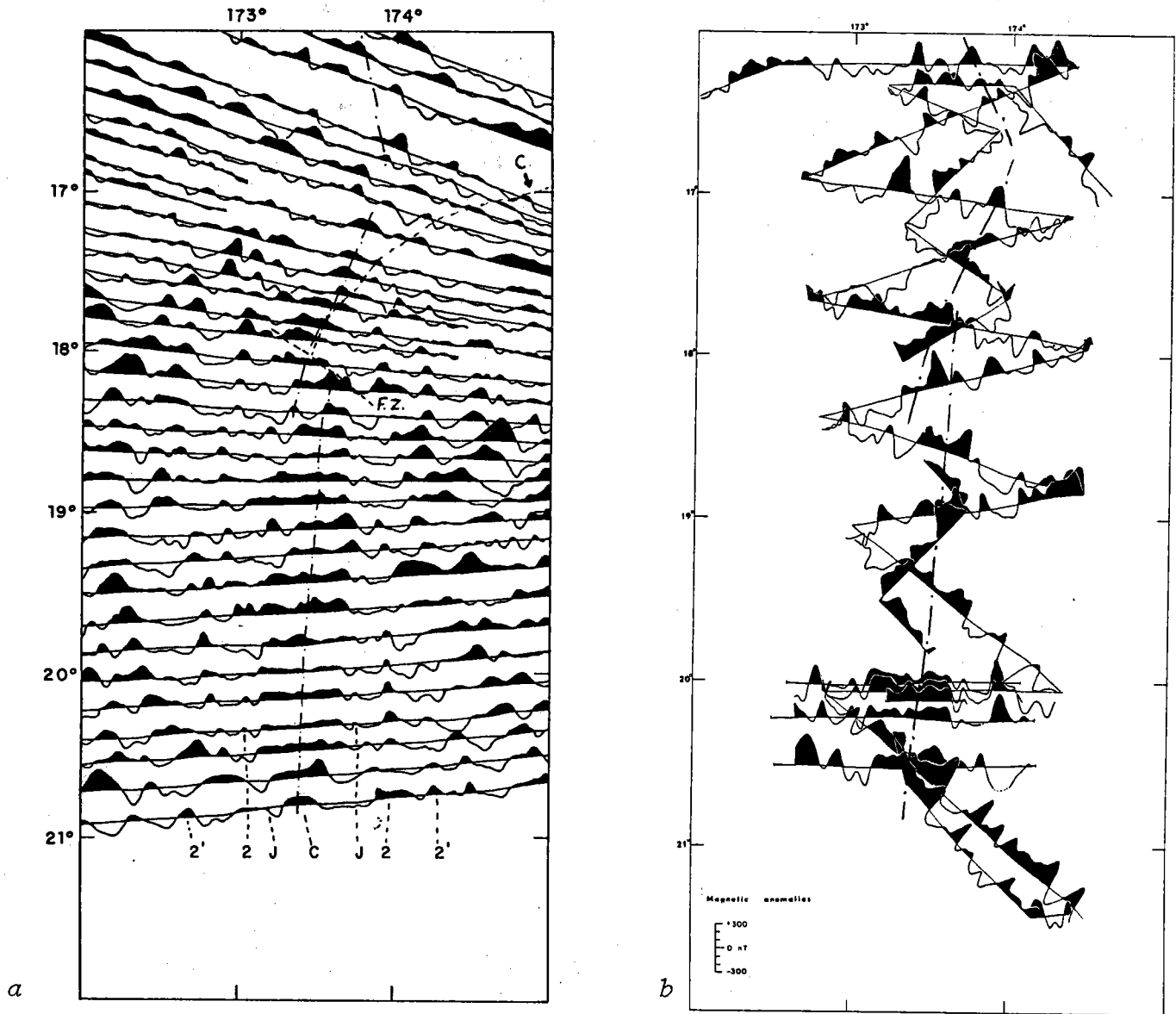


Figure 84 : Profils d'anomalies magnétiques cernant la dorsale du bassin Nord-Fidjien :
a) levé aéromagnétique (d'après Cherkis, 1980) ; et nouvelles interprétations de celui-ci dans la partie nord. (C : interprétation de Cherkis) ;
b) levé de la campagne Seapso III (1985) et de 4 profils EVA (campagne ORSTOM) (Maillet et al., 1986).

continuité des structures N 160 jusqu'au point triple de 15°S.

b - les anomalies magnétiques

L'interprétation du levé magnétique de la campagne SEAPSO III, complétée par une réinterprétation des données aéromagnétiques (Cherkis, 1980 ; Malahoff *et al.*, 1982) permettent d'identifier le domaine axial (anomalie centrale) et les anomalies Jaramillo 2 et 2' (fig. 84a et b). Le modèle établi par Maillet *et al.* (1986) sur 4 profils Eva s'applique très bien dans la partie sud, de 19° à 21°S, avec un taux d'expansion de 6 cm/an sur les anomalies J et 2, et de 8 cm/an sur l'anomalie centrale. A 21°S, l'anomalie J disparaît et l'anomalie centrale diminue de moitié en largeur. La dorsale semble ainsi s'arrêter sur la zone de fracture ou bien se propage vers le Sud à travers celle-ci (Maillet *et al.*, 1986).

Par contre, au Nord de 19°S, l'anomalie centrale présente des variations de largeur très importantes, passant du simple au double à 19°S, puis se divisant en deux anomalies à 18°30'S. C'est dans cette deuxième zone que se situe le changement d'orientation de la dorsale, passant de N-S à N 15. Entre 18° et 17°S, l'anomalie centrale est assez bien définie. De 17° à 16°30'S, aucune anomalie n'est reconnue. Au Nord de 16°30'S, l'anomalie centrale, de forme mal définie, semble être la somme des trois zones positives (fig.84b). La suite des anomalies confirme ainsi les directions structurales, deux zones (à 16°30' et 18°15'S) restant problématiques quant à leur interprétation. Le dédoublement à 18°30'S de l'anomalie centrale correspond en fait à deux anomalies, une pour chaque extrémité des deux dorsales d'orientation différente. Enfin, l'anomalie centrale au Nord de 18°30'S est plus étroite que celle de la branche N-S, passant de 7 à 4 cm/an en allant vers le Nord.

c - structure profonde

Le centre du bassin Nord-Fidjien, dont les valeurs de flux de chaleur (4 UFC) indiquent qu'il s'apparente aux zones d'expansion actives classiques (McDonald *et al.*, 1973), est constitué par une croûte océanique à vitesses sismiques variant de 4 à 8 km/s (Larue *et al.*, 1982). Deux profils de sismique réfraction encadrent la dorsale active du bassin à 20°S.

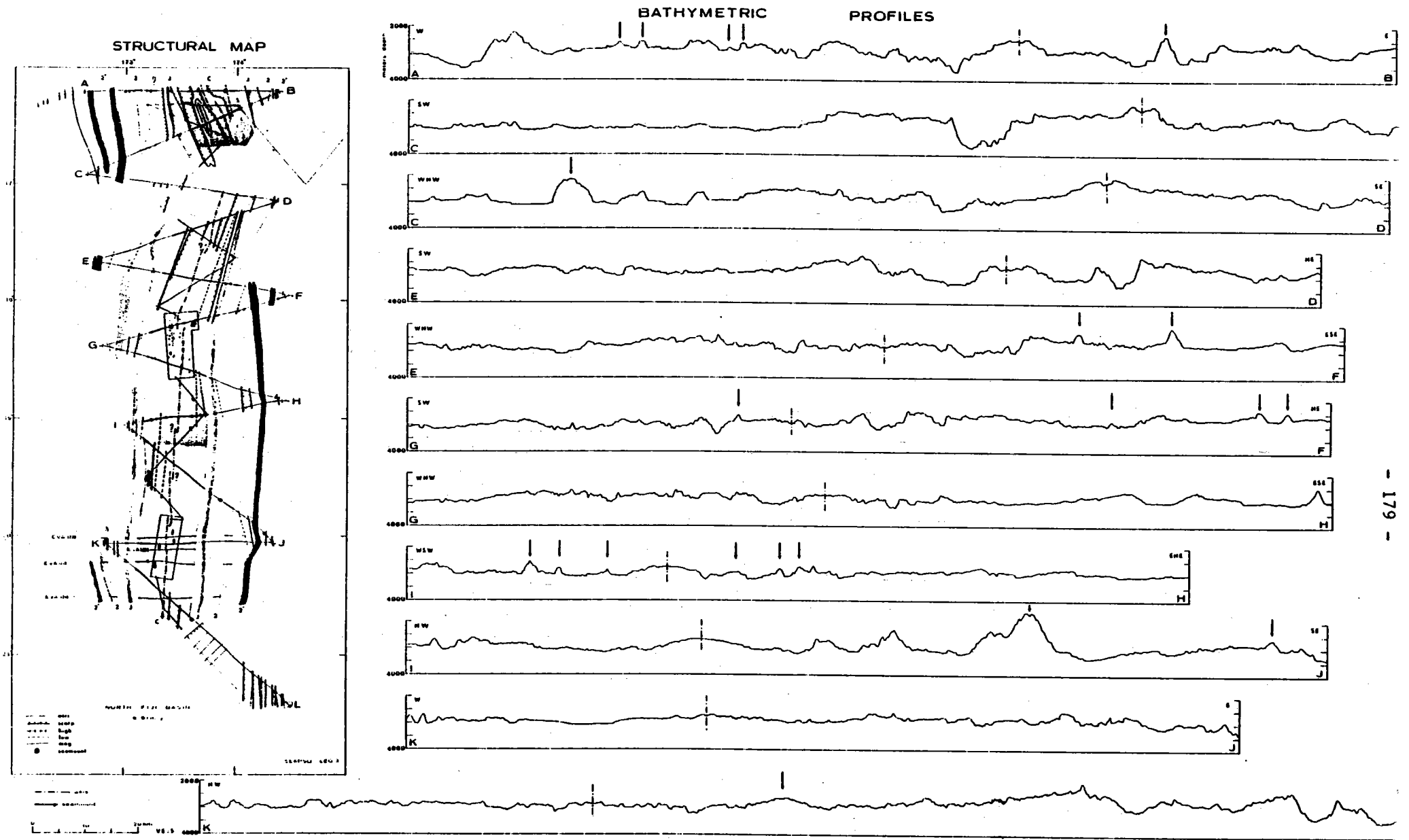


Figure 85 : Profils bathymétriques (faisceau central du Seabeam) (campagne Seapso III, 1985), plan de positionnement et schéma structural de l'ensemble du système d'accrétion.

La couche 2 A est à 1,5-2,9 km/s, 2 B à 3,8-4,5 km/s et la couche 3 à 6,2-6,8 km/s. L'épaisseur totale des trois couches est de 6 à 7 km. A 200 km de la dorsale environ, une couche à 7-8 km/s apparaît à 2-3 km de profondeur (Larue *et al.*, 1982). La faible valeur de la vitesse sismique de la couche 2 A serait due à la présence d'eau (circulation hydrothermale).

d - le point triple de 17°S

Les directions structurales entre 16° et 18°S forment un angle de 35°. Les segments des dorsales actives convergent au niveau de 17°S et 174°E. A ce point de convergence viennent buter les directions N 50 visibles sur la carte bathymétrique de Lafoy *et al.* (sous presse). Cette direction N 50 ne se retrouve que très partiellement sur l'autre flanc des dorsales. Sur la carte de Kroenke (sous presse), l'intersection des trois directions est soulignée par un haut culminant à 1800 m de profondeur. Ce haut, situé à 16°40'S et 174°E, correspond à un point triple entre deux axes d'accrétion et une zone de fracture. La séismicité est diffuse sur ce point triple, une ligne plus active se trouve à l'WNW de cette intersection. Aucune signature magnétique ne caractérise ce point triple.

e - morphologie de la dorsale

- *Les domaines*

D'une façon générale, la morphologie de la dorsale devient beaucoup plus accidentée en allant du Sud vers le Nord. Toutefois, deux parties peuvent être différenciées. La partie sud montre un aspect beaucoup plus plat que celle du Nord. Les dénivelés sont de l'ordre de 500 m maximum jusqu'au profil GH (fig. 85) jusqu'à moins de 100 km de la dorsale, à l'exception des monts sous-marins. Le profil KL montre que la morphologie au-delà de 90 km présente des dénivelés de l'ordre de 1000 m au plus. La zone de fracture recoupée par ce profil, par contre, ne présente pas de dénivelé marqué.

Dans la partie nord, à partir du profil GF, deux domaines se différencient. Un domaine axial qui varie en largeur suivant les profils, et le domaine au-delà. Le "domaine axial" de l'ordre de 40 km de largeur sur le profil GF, 50 km sur EF, passe ensuite à 60 km puis 80 km sur les pro-

fil plus au Nord. Ce domaine, caractérisé par un relief accentué, montre des dénivellations de 1000 m au Sud et de plus de 1500 m au Nord. Au-delà de ce domaine, de part et d'autre de l'axe, la morphologie est comparable à celle de la partie sud, avec des dénivelés de l'ordre de 500 m. Cette frontière morphologique du "domaine axial" se situe à 18°20'S, au niveau de la boîte 2 levée au cours de la campagne SEAPSO III.

Cette variation de l'amplitude des dénivelés proches de l'axe peut être interprétée de plusieurs façons. Elle peut être issue de la proximité du point triple de 17°S ou d'un phénomène lié au fonctionnement récent de ce segment de dorsale se mettant en place sur une croûte ancienne issue d'un autre axe, le nouvel axe fonctionnant de façon totalement indépendante de l'ancien axe, ou bien encore d'une construction des reliefs différents des autres domaines.

De nombreux monts sous-marins jalonnent les profils de reconnaissance, les levés à 100 % des boîtes démontrent qu'il existe un volcanisme ponctuel important dans le bassin.

- Le problème du positionnement de l'axe

Une ambiguïté subsiste quant à l'emplacement exact de l'axe d'accrétion sur les profils AB et CB (fig. 85). Le domaine axial défini par l'absence de couverture sédimentaire présente trois zones où l'axe pourrait se trouver : la dépression et les deux dômes avoisinants de part et d'autre. Un dragage effectué dans la dépression a ramené des fragments de basalte altérés et légèrement encroûtés (Eissen, communication personnelle). Trois fragments de sédiments indurés y étaient associés, de compaction si importante qu'ils étaient plus proches d'une roche que d'un sédiment (Schaaf, communication personnelle). Ces échantillons montrent ainsi que ce graben n'est pas une zone volcanique récente, et ne semble donc pas correspondre à l'axe actuel. Le choix entre les dômes de part et d'autre est fait à partir de critères morphologiques et structuraux. Le dôme ouest n'a pas de continuité vers le Sud alors que celui de l'Est se poursuit, mais légèrement décalé. Les directions structurales sur ce dôme conduisent au point triple sans équivoque. Le sommet est entaillé d'un petit graben équivalent à ceux rencontrés plus au Sud. Les données magnétiques

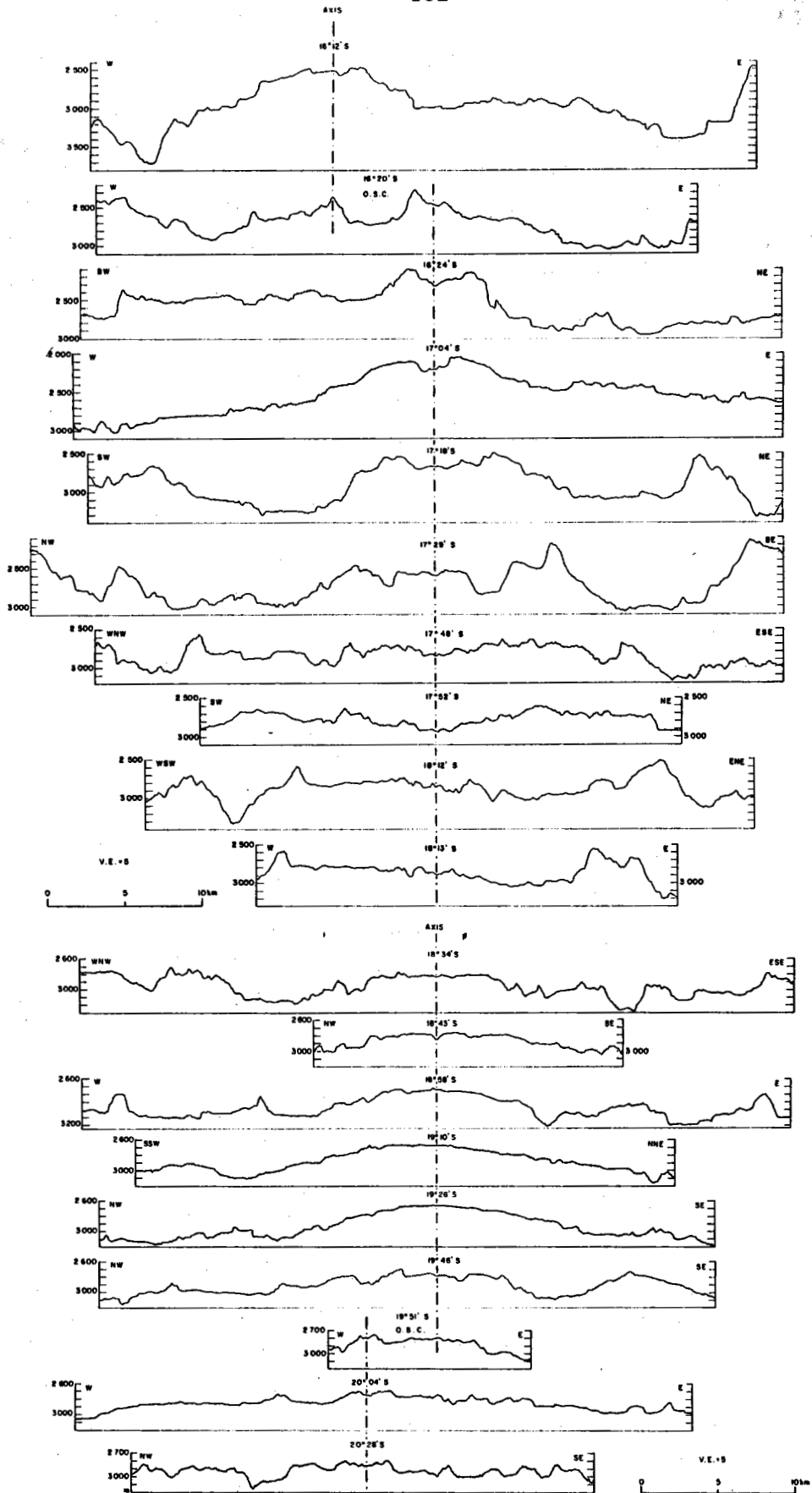


Figure 86 : Profils bathymétriques (campagnes Seapso III, 1985) transverses à l'axe de la dorsale du bassin Nord-Fidjien. Ces profils montrent la grande variabilité morphologique de l'axe de la dorsale et l'aspect très accidenté de la morphologie au Nord de 18°30' S.

vont dans le sens de cette hypothèse. Les autres déterminations précises de l'axe ne posent que peu de problèmes. Il se trouve au centre du domaine axial, lui-même bien défini par l'anomalie magnétique centrale. La symétrie des structures par rapport à ces axes confirme bien la position de ce dernier.

f - variation de la morphologie axiale (fig.86)

La dorsale active du bassin Nord-Fidjien montre une extraordinaire variabilité morphologique de l'axe. Deux secteurs sont à différencier, secteurs dont la limite est identique à ceux définis auparavant.

- *Le secteur sud*

Le secteur sud, de 21°S à 18°30'S est recoupé par une série de coupes perpendiculaires et obliques à l'axe. Elles permettent néanmoins de caractériser l'évolution de la zone axiale. De 20°30'S à 19°51'S, un graben de 60 à 80 m de profondeur, dont la largeur d'environ 2 km au Sud diminue vers le Nord jusqu'à 700 m, est bien aligné Nord-Sud. Entre 19°51'S et 18°30'S, l'axe présente peu de variations. Il passe d'un petit graben à 19°46'S (30 m maximum de profondeur sur 500 m de large) -installé entre deux escarpements de 100 à 150 m de haut espacés de 4 km- à une morphologie en dôme parfois creusé d'une petite dépression d'une dizaine de mètres. A 18°43'S, un graben étroit (600 m) de 70 m de profondeur a une forme en V. A partir de 18°38'S jusqu'à 18°15'S, l'axe est une dépression de 20 à 30 m sur 500 m de large. A 19°10'S et 19°26'S, le domaine axial est un grand bombement d'environ 15 km de large sur 400 de haut, alors que sur les autres profils il se présente sous la forme d'un plateau pas toujours délimité avec précision.

- *Le secteur nord*

Au Nord de 18°15'S jusqu'à 16°S, chaque profil présente une morphologie différente. De 18°13'S à 17°48'S, l'axe se situe dans un graben de 120 de profondeur environ sur 1,8 à 3 km de large. Ce graben se trouve soit dans une dépression plus grande comme à 17°52'S, soit au centre d'un plateau (17°48'S) ou sur son bord (18°12'S et 18°13'S). A 17°29'S, un plateau, de 5 km à sa base, est entaillé d'un graben de 70 m de profondeur sur 500 m de large. Au Nord,

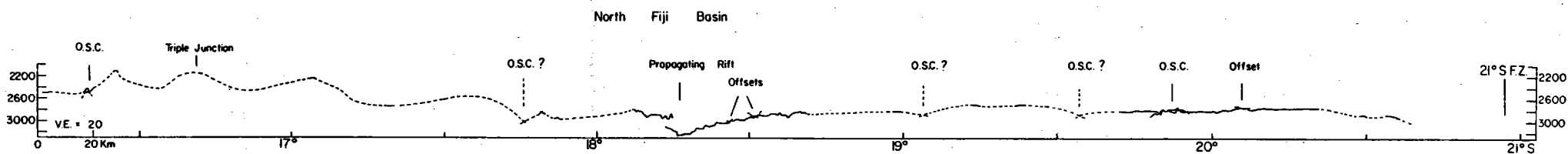


Figure 87 : Profil bathymétrique longitudinal de l'axe de la dorsale du Bassin Nord-Fidjien. Cette coupe est effectuée à partir des données Seabeam obtenues lors de la campagne Seapso III (1985). Mise en évidence des variations longitudinales de l'ordre de 50 km, ou 20 km lorsque les données sont plus précises.

des grands dômes de 8 à 14 km de large, avec un dénivelé de 400 à 600 m, représentent le domaine axial. L'axe se trouve dans un graben au sommet de ces dômes, de taille variant de 70 m à 200 m en dénivelé sur 2 à 5 km de large. Dans ce graben axial, une petite dépression ou un petit dôme de 500 m représente probablement la zone active.

Sur le profil 16°20'S (fig. 86) deux axes d'expansion sont présents. Cette zone représente un relais d'axes équivalent à ceux décrits sur la dorsale Est-Pacifique. Les axes sont distants de 7 km, et la dépression les séparant atteint 400 m de profondeur. Cette structure serait l'équivalent, au point de vue dimensions, à l'"O.S.C." de 11°45'N sur la dorsale Est-Pacifique. Le relais d'axe signalé sur le profil 19°51'S sera décrit plus en détail dans le paragraphe concernant la boîte 1.

g - coupe longitudinale de l'axe

- *Les dépressions*

Une coupe (fig. 87), longitudinale à l'axe, a été établie à partir des profils seabeam de la campagne SEAPSO III. La partie nord, au niveau du point triple, est tirée des profils Seabeam, et de la carte bathymétrique de Lafoy *et al.* (sous presse). Les relais d'axe d'accrétion situés entre les profils sont donnés à titre hypothétique. Ils correspondent toutefois à des décalages des axes lorsque ceux-ci sont alignés d'un profil à l'autre avec les mêmes orientations que les structures principales. Ainsi, deux ou trois points, correspondant au passage de l'axe sur les profils, peuvent s'aligner, les autres segments sont décalés par rapport à celui-ci. Ces décalages de l'axe, qui ne correspondent pas à des passages de zones de fracture, sont probablement des structures en relais du même type que ceux de la ride Est-Pacifique. Ces structures sont en général des dépressions dans la morphologie longitudinale, ce qui semble être confirmé sur la coupe de la figure 87. D'autre part, trois structures en relais ont été observées sur cette dorsale, et démontrent ainsi l'existence de ces structures en relais ("O.S.C.") sur une dorsale à taux d'expansion intermédiaire.

La structure appelée "propagating rift" sera étudiée plus en détail dans l'analyse de la boîte 2. Elle

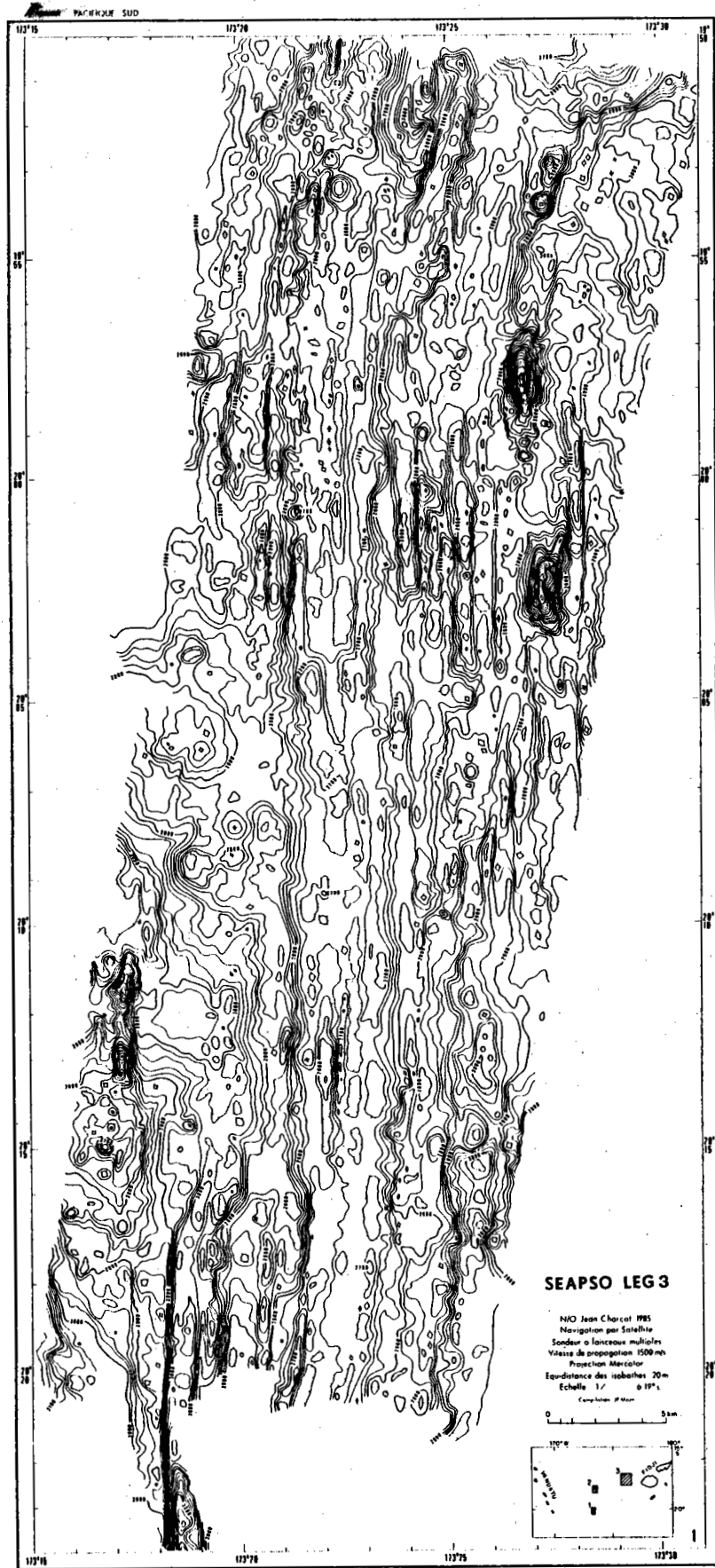


Figure 88 : Carte bathymétrique Seabeam (campagne Seapso III, 1985) de la boîte 1.

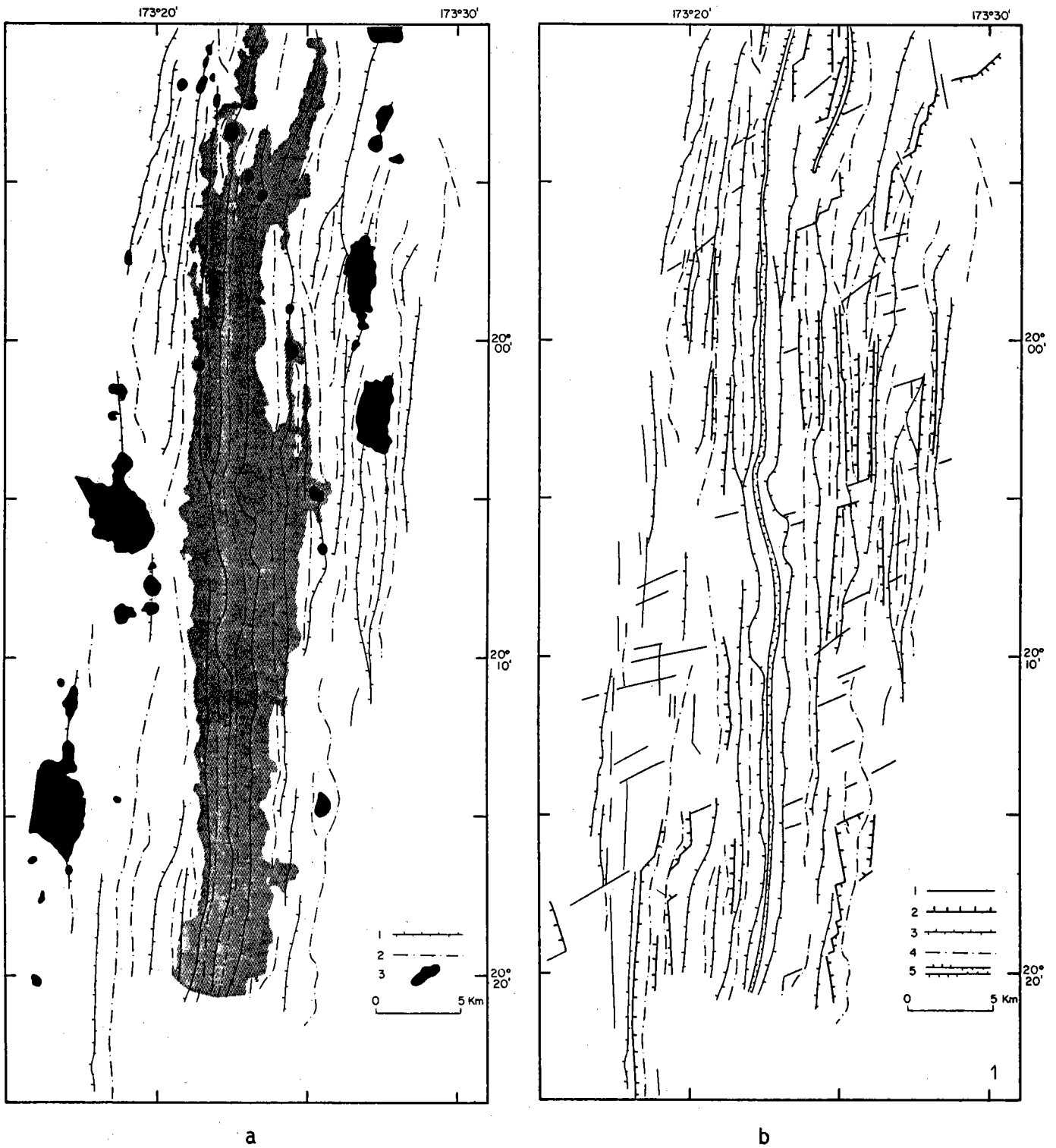


Figure 89 : Schémas interprétatifs de la boîte 1.

- a) la zone en grisé représente le domaine axial défini par l'isobathe 2 800 m (1: rides, 2: dépressions, 3: monts sous-marins).
- b) linéations structurales interprétées à partir de la carte bathymétrique (1: inflexions dans la bathymétrie. 2: escarpement. 3: rides. 4: dépressions. 5: axe d'accrétion).

correspond toutefois à la frontière de deux styles morphologiques de l'axe et à un passage entre deux axes d'accrétion séparés par une profonde dépression (de l'ordre de 500 m de dénivelé).

- Les deux styles morphologiques

La frontière située à 18°15'S sépare deux domaines qui sont caractérisés par des morphologies longitudinales très différentes. Le secteur méridional montre un axe présentant un nombre réduit de dénivelés d'amplitude faible (50 à 100 m) donnant ainsi un aspect plat à l'ensemble de l'axe d'accrétion. La profondeur moyenne se situe autour de 2800 m. La longueur des segments délimités par les dépressions varie de 30 à 100 km. Le secteur septentrional présente une morphologie accidentée, avec des dénivelés de l'ordre de 400 m. L'axe se situe entre 2200 et 2800 m de profondeur. Le point triple se trouve au sommet de ce segment à 2200 m de profondeur. La longueur des segments séparés par les dépressions est de l'ordre de 60 km.

h - les deux "boîtes" Seabeam

- La boîte 1 (fig. 88 et 89)

La couverture bathymétrique Seabeam de 100 % montre que l'ensemble des structures est orienté N-S. Quelques directions N 60-N 80 apparaissent (fig.89b), mais ont une extension réduite.

La dorsale est constituée d'une série de rides et de dépressions, d'un dénivelé de 200 m maximum, parallèles à l'axe (fig. 89).

De nombreux monts sous-marins (fig.89a), de forme allongée N-S, jalonnent les structures de part et d'autre de l'axe. Ces monts surplombent le plancher océanique environnant de 200 à 400 m. Ces monts ne sont pas symétriques par rapport à l'axe.

Le domaine axial (fig.89a) est une ride large de 4 à 5 km, s'élargissant autour de 20°05'S à 6,5 km. Ce plateau est entaillé dans sa partie centrale par un graben qui varie en profondeur du Sud au Nord.

Au Sud de 20°04'S, il atteint une soixantaine de mètres dans sa partie la plus profonde, la moyenne se situant autour de 40 m. Au Nord de cette même latitude, d'une profondeur moyenne de 60 m, il atteint 80 à

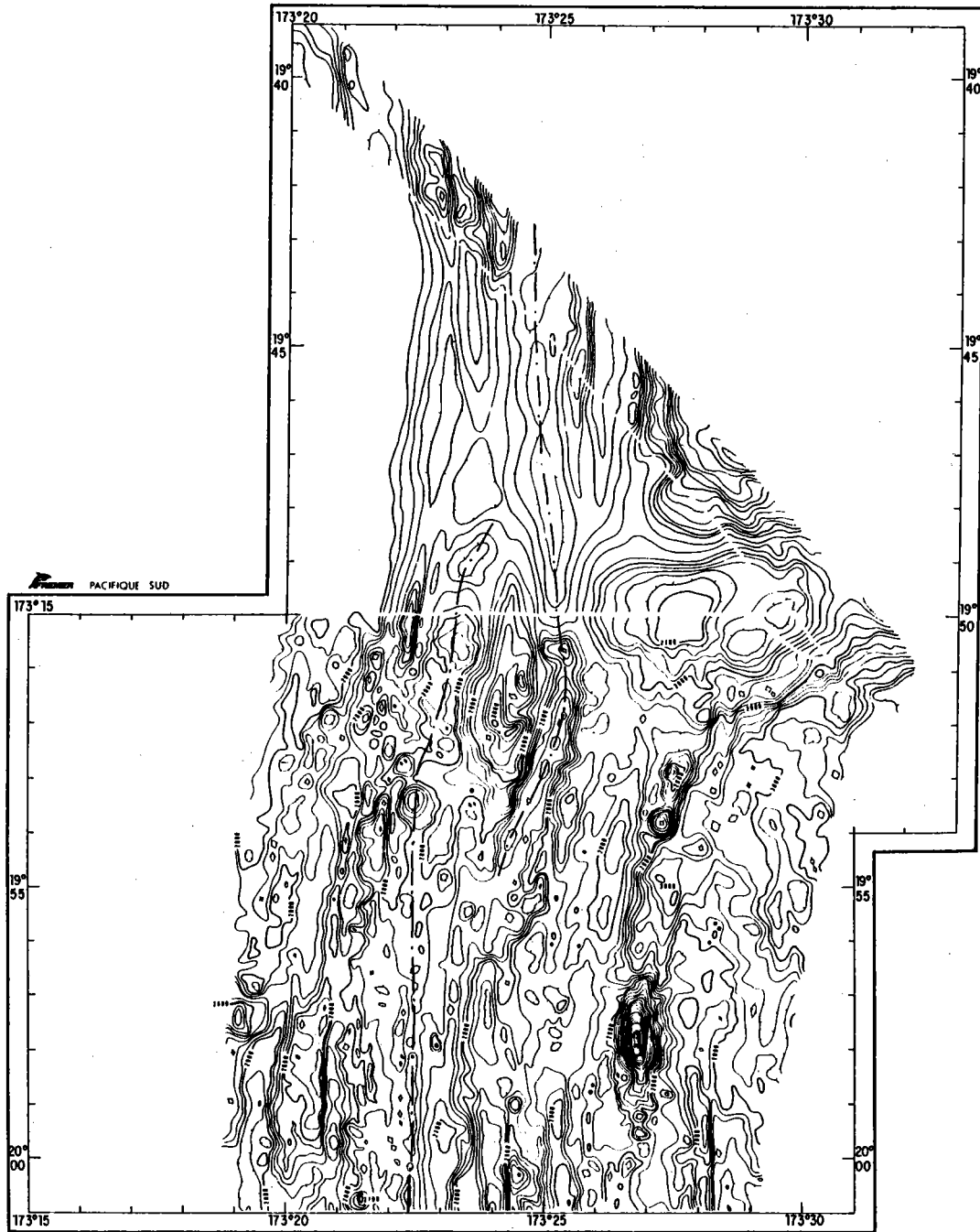


Figure 90 : Carte bathymétrique Seabeam et interpolation au Nord de 19°50 de l'"O.S.C." du Nord de la boîte 1 (campagne Seapso III, 1985). (L'axe d'accrétion est signalé par un trait en pointillés).

100 m par endroits. Au Nord de 19°57'S, le graben s'arrête pour faire place à une ride. Ce graben peut être considéré comme l'axe d'accrétion actuel. Des photographies du fond montrent des laves en cousins, recouvertes d'une très fine pellicule sédimentaire.

Deux décalages de l'axe existent dans cette zone. Un relais du graben axial de 1 km se situe à 20°05'S. Cette structure est l'équivalent des structures en relais de dimensions variant de 600 m à 3 km dans le Pacifique (cf paragraphe IV 1).

L'autre décalage se situe entre 19°49' et 19°55'S (fig. 90). Cet "O.S.C." montre deux rides séparées par une dépression de 3 km de large et 200 m de dénivelé. Le recouvrement des deux branches est d'environ 12 km (fig. 90). Ce rapport 12/3 est de l'ordre de grandeur du rapport longueur de recouvrement sur largeur séparant les rides établi pour la ride Est-Pacifique (rapport = 3) (McDonald *et al.*, 1984). L'axe nord se situe sur la ride est, la ride ouest le prend en relais vers le Sud.

- La boîte 2 (fig. 91 et 92)

1. Morphologie et directions structurales

Trois domaines peuvent être différenciés sur la carte bathymétrique (fig. 92b) :

- Un domaine sud-est, caractérisé par des directions structurales N 05. Ce domaine, formé de rides et dépressions de dimensions équivalentes à ceux de la boîte 1, fait partie intégrante de la dorsale située entre 21°S et 18°15'S. Il correspond à l'extrémité nord de cette dorsale, la profondeur de l'axe augmentant rapidement à partir de 18°40'S. Elle passe de la profondeur moyenne de 2800 m à 3300 m à 18°20'S. L'axe est un graben dont le trajet devient sinueux (fig. 92a). Deux relais sont présents, un à 18°30'S, l'autre à 18°25'S. Ils correspondent à des relais de graben identiques à celui de la boîte 1 à 20°07'S. Ils décalent l'axe de façon sénestre d'environ 1 km. La détermination précise de l'axe devient impossible dans la dépression transverse.

- Une dépression transverse (fig. 92b), de direction N 20, est mis en évidence dans la bathymétrie avec l'isobathe 3000 m. Peu de directions structurales N 20 la soulignent (fig. 92a). Le côté sud de cette dépression montre des allongements de direction N 05 qui s'échelonnent vers

le Nord. Ces "rides" sont donc parallèles aux directions structurales de la partie SE de la carte. Le côté nord de la dépression présente une limite ondulée où aucune direction principale n'apparaît. Dans la dépression, les linéaments majeurs présentent ainsi une direction N 05.

- Un domaine nord-ouest, le domaine "haut", marqué par une profondeur moins importante que le reste de la carte. Son niveau moyen tourne autour de 2800 m. Ce domaine est ponctué par de nombreux pointements volcaniques présentant des alignements variés. Trois directions majeures apparaissent : de N 355 à N 05, de N 55 à N 60 et de N 15 à N 25. Au Nord, les directions N 15 prédominent, les structures et l'axe de la dorsale au Nord de cette boîte ayant cette même direction. Le bord ouest de ce domaine est formé d'une dépression ayant une orientation N 15 au Nord et NS au Sud de la latitude 18°15'S. Un mont, situé dans le coin NE de la carte, s'oriente N 20-30.

L'axe de la dorsale semble se situer aux environs de la longitude 173°30'E. Sa morphologie n'est pas très marquée, et sa continuité vers le Sud de ce domaine ne peut être précisée. Il semble donc que ce domaine soit l'extrémité méridionale de la dorsale orientée N 15 située entre 17° et 18°15'S.

2. L'hypothèse d'un "Propagating rift"

- Données générales

Cette structure appelée "Propagating rift" est une dorsale en cours de propagation dans une croûte océanique ancienne. Cette propagation correspond à une réorganisation du système d'accrétion dans le secteur considéré. Deux exemples sont actuellement connus dans le monde : le premier décrit est situé à 50°N dans le Pacifique, au niveau de la dorsale Juan de Fuca (Hey, 1977 ; Hey et Wilson, 1982 ; Sinton *et al.*, 1983), un autre à 95°30'W sur la dorsale des Galapagos (Hey *et al.*, 1980 ; Sinton *et al.*, 1983 ; Searle et Hey, 1983 ; Morgan et Parmentier, 1985 ; McKenzie, 1986 ; Miller et Hey, 1986). Le fonctionnement est le suivant (Hey, 1977 ; Hey *et al.*, 1980 ; Hey et Wilson, 1982 ; McKenzie, 1982, 1986 ; Searle et Hey, 1983 ; Morgan et Parmentier, 1985 ; Miller et Hey, 1986) : une dorsale se propage dans une ancienne croûte océanique avec une direction oblique



Figure 91 : Carte bathymétrique Seabeam de la boîte 2 (campagne Seapso III, 1985).

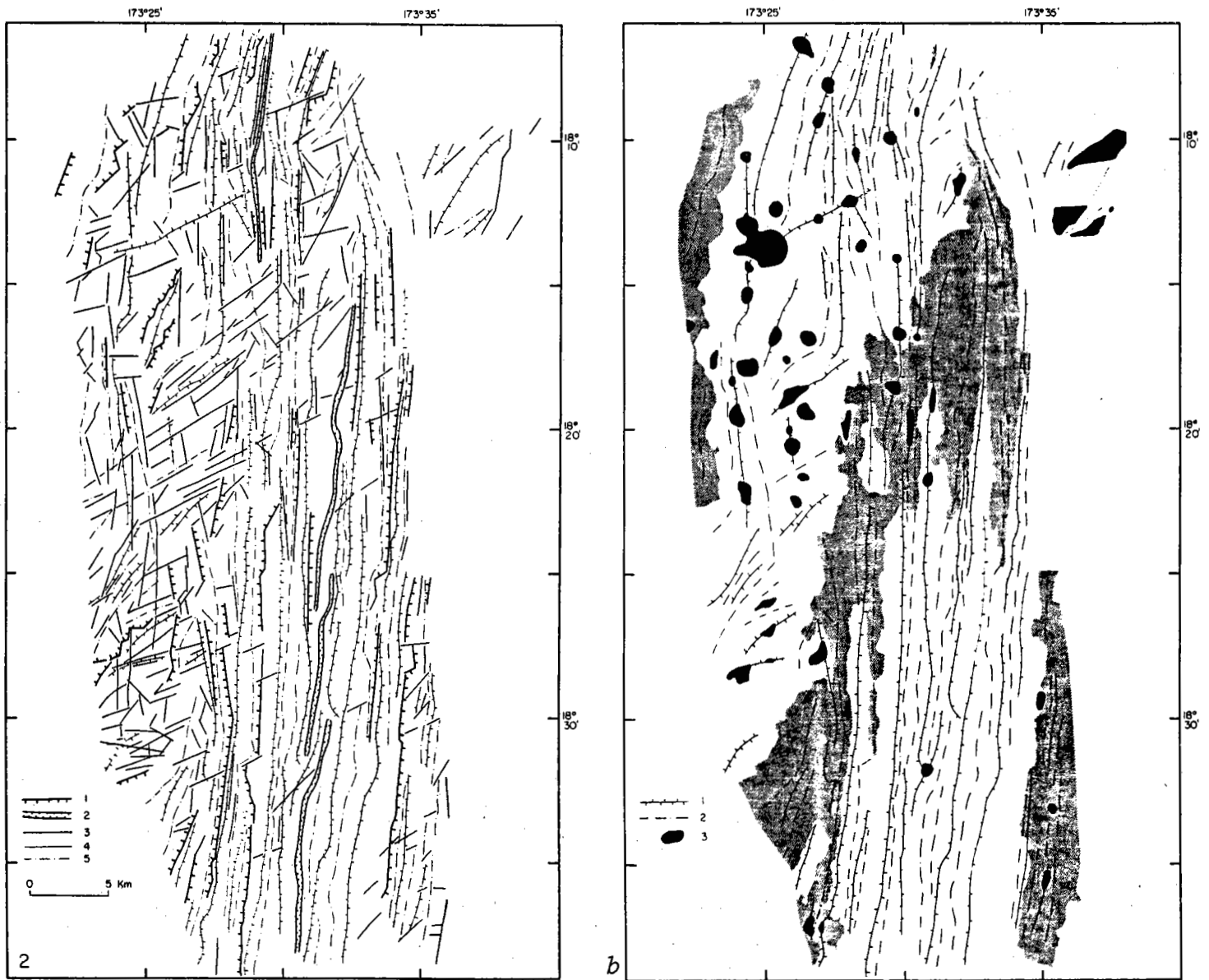


Figure 92 : Schémas d'interprétation de la boîte 2.

- a) Linéations structurales interprétées à partir de la carte bathymétriques (1 : escarpements. 2: axes d'accrétion. 3: inflexions dans la bathymétrie. 4: rides. 5: dépressions).
- b) Les zones en grisé représentent les domaines sous l'isobathe 3 000 m qui mettent en valeur la zone en dépression oblique qui sépare les deux segments d'accrétion (1: rides. 2: dépressions. 3: monts sous-marins).

(de quelques degrés) par rapport aux structures créées par une ancienne dorsale. Cette propagation s'effectue par une perforation en pointe de l'ancienne croûte, créant ainsi des anomalies magnétiques en V à l'extrémité de la dorsale. Cette avancée oblige l'ancienne dorsale à régresser. Les deux dorsales sont distantes sur la dorsale Juan de Fuca de 300 km et sur la dorsale des Galapagos de 30 km. Le passage d'une dorsale à l'autre s'effectue par une fracture oblique (Hey, 1977 ; Hey et Wilson, 1982) dans le cas de Juan de Fuca ou par une zone complexe en cisaillement (McKenzie, 1986) dans le cas des Galapagos. L'ancienne dorsale, dans ce second cas, se courbe de quelques degrés à son extrémité. La zone séparant les deux dorsales présente des directions structurales obliques par rapport aux deux axes d'accrétion (fig.93a) (Searle et Hey, 1983 ; Mc Kenzie, 1986).

- *Le bassin Nord-Fidjien*

Tenant compte de ces données, la géométrie des structures dans la boîte 2 du bassin nord-fidjien, et la présence de deux axes d'accrétion de directions obliques de 10° l'un par rapport à l'autre, suggèrent la possibilité d'un "propagating rift" à ce niveau. La dorsale d'orientation N 15 se propagerait vers le Sud. Son extrémité correspondrait au domaine haut, formé de nombreux volcans. Sa forme en V, confirmée par les anomalies magnétiques qui présentent une pointe à cet endroit (fig. 93b) semblent caractéristiques de ces structures. La dorsale au Sud de $18^\circ 20'S$, d'orientation N 05, serait l'ancien axe d'accrétion, toujours actif, mais en train de régresser vers le Sud, cette régression s'accompagnant d'une courbure des structures au niveau de la boîte 2. La dépression oblique serait la zone de passage entre les deux systèmes. La dorsale N 15 serait récente (Lafoy *et al.*, sous presse), les directions N 05 étant les directions anciennes. La mise en place du point triple de $17^\circ S$ serait contemporain de cette réorientation de la dorsale (Lafoy *et al.*, sous presse). Les différences avec les autres "propagating rifts" reconnus sont d'une part la jeunesse du système (moins de 1 M.A.) d'autre part la distance séparant les axes qui n'est ici que de 10 km contre 30 km pour celui des Galapagos.

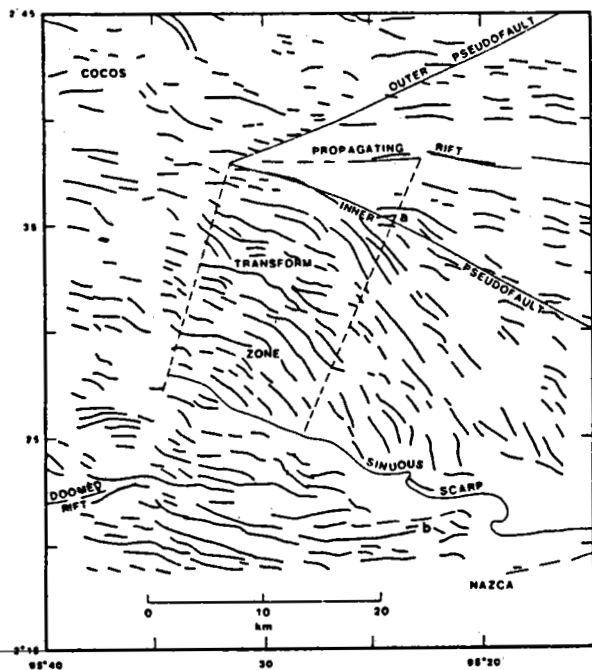
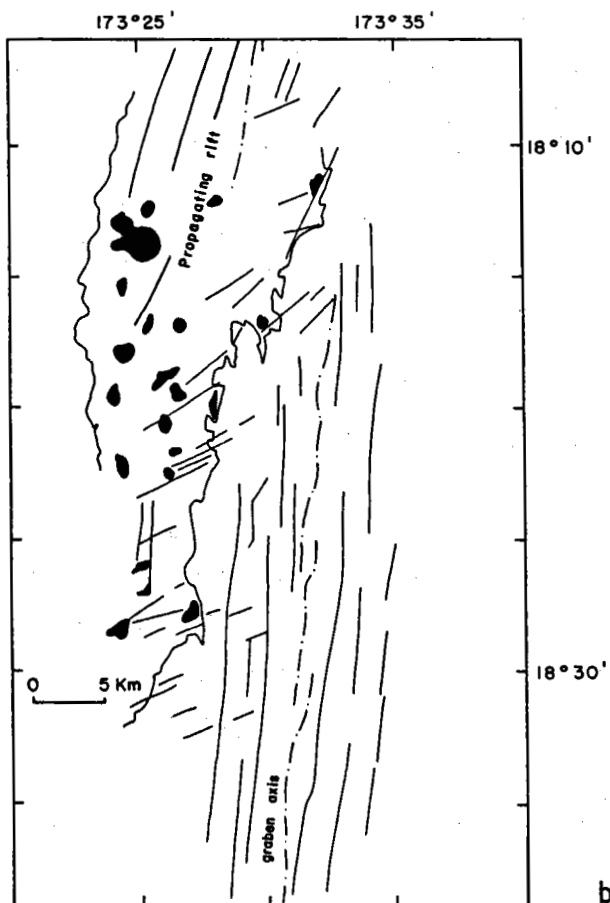


Figure 93 : Schémas interprétatifs qui permettent de comparer le "propagating rift" de la dorsale des Galapagos (a) (d'après Mc Kenzie, 1986) et la structure de la dorsale du Bassin Nord-Fidjien au niveau de la boîte 2 (b). Seule la distance entre les deux axes d'accrétion change entre les deux schémas.



b

1 - hydrothermalisme ?

Des mesures de teneur en méthane et en manganèse à partir d'échantillons d'eau de mer prélevés lors de la campagne SEAPSO III permettent de poser le problème de l'existence d'activité hydrothermale dans le bassin nord-fidjien. Des anomalies de méthane et de manganèse se corrèlent bien sur différents échantillons (Charlou *et al.*, en préparation). Toutefois, l'interprétation des résultats est à prendre avec précaution. Aucune évidence directe par prélèvements ou photographies sous-marines permet d'attester ces résultats, les anomalies géochimiques pouvant avoir plusieurs causes (Charlou, communication personnelle).

3 - Conclusion

Le bassin Nord-Fidjien possède un domaine océanique franc, avec une dorsale active ayant plusieurs directions (N 05, N 15 et N 160). L'existence d'un point triple et de la possibilité d'un "propagating rift" montre que ce domaine est complexe. Il se situe en un point particulier de l'océan, étant positionné entre deux zones de subduction à vergence convergente. Au début de son ouverture, ce bassin a pu correspondre à un bassin arrière arc, mais il semble aujourd'hui fonctionner indépendamment de ce système. L'actuel bassin arrière arc de la subduction des Nouvelles Hébrides serait situé au niveau des fossés de Coriolis (rapport SEAPSO II).

II - LA DORSALE ACTIVE DES GALAPAGOS

L'étude de la dorsale active du bassin nord-fidjien a permis de montrer les grandes variations morphologiques du système d'accrétion. Toutefois, cette approche bathymétrique d'un axe d'accrétion à taux d'expansion intermédiaire se devait d'être complétée par des données plus détaillées existant dans la littérature sur des dorsales à taux d'expansion comparable (les dorsales Galapagos, Est-Pacifique au Nord de Rivera et Juan de Fuca).

1 - Généralités

La dorsale actuelle est un réarrangement récent de l'ensemble du système d'accrétion des Galapagos. Un saut d'axe de 100 à 160 km a eu lieu entre 6 et 4 M.A. du Nord vers le Sud (Anderson *et al.*, 1976 ; Hey, 1977 ; Hey *et al.*, 1977 ; Klitgord et Mammerick, 1982). Une ouverture en

éventail progresse d'Est en Ouest (Hey, 1977 ; Morgan et Parmentier, 1985). Le taux moyen d'expansion de la dorsale actuelle à 86°W varie de 5,7 à 7,2 cm/an (Van Andel *et al.*, 1971 ; Sclater et Klitgord, 1973 ; Hey *et al.*, 1977) et diminuerait à 4,1 cm/an au voisinage du point triple des Galapagos (Lonsdale, 1977 b). L'intersection de cette dorsale avec la dorsale Est-Pacifique au niveau du point triple des Galapagos est constitué par une dépression (dépression de Hess) et un bombement à proximité de la dorsale Est-Pacifique (Hey *et al.*, 1972 ; Lonsdale, 1977 b ; Zonnenshain *et al.*, 1980 ; Morgan et Parmentier, 1985 ; Searle et Francheteau, 1986).

L'axe actuel de la dorsale des Galapagos, orienté Est-Ouest, s'étend de 102°W à 85°W puis rejoint au Nord la dorsale de l'Equateur et du Costa Rica par l'intermédiaire d'une série de zones de fractures (Hey, 1977 ; Lonsdale et Klitgord, 1978). La dorsale des Galapagos est segmentée par une dizaine de zones de fractures (fig. 94a).

2 - Morphologie régionale

a - morphologie hors axe

L'ensemble de la dorsale est caractérisé par une série de rides et de dépressions dont les dénivelés atteignent 300-400 m jusqu'à environ 100 km de part et d'autre de l'axe (fig. 94b). Ces structures s'alignent parallèlement à l'axe de la dorsale (N 93) (Sclater et Klitgord, 1973 ; Anderson *et al.*, 1976 ; Hey *et al.*, 1977 ; Detrich *et al.*, 1974 ; Sclater *et al.*, 1973 ; Allmendinger et Riis, 1979). Une étude détaillée d'un segment de dorsale autour de 86°N permet de préciser la morphologie hors du domaine axial. La couverture sédimentaire augmente en s'éloignant de l'axe pour atteindre 100 m à 70 km (Hékinian *et al.*, 1978). Les reliefs sont composés d'escarpements abrupts à regard interne et de pentes externes plus douces jusqu'à 80 km de l'axe. Au-delà, les reliefs ne montrent pas de structuration particulière (Klitgord et Mudie, 1974). Le relief est moins escarpé loin de l'axe (Allmendinger et Riis, 1979). Le taux d'expansion est légèrement asymétrique dans cette zone avec 3,43 cm/an au Sud pour 3,52 cm/an au Nord. Sur 40 km de part et d'autre de l'axe, le rejet des

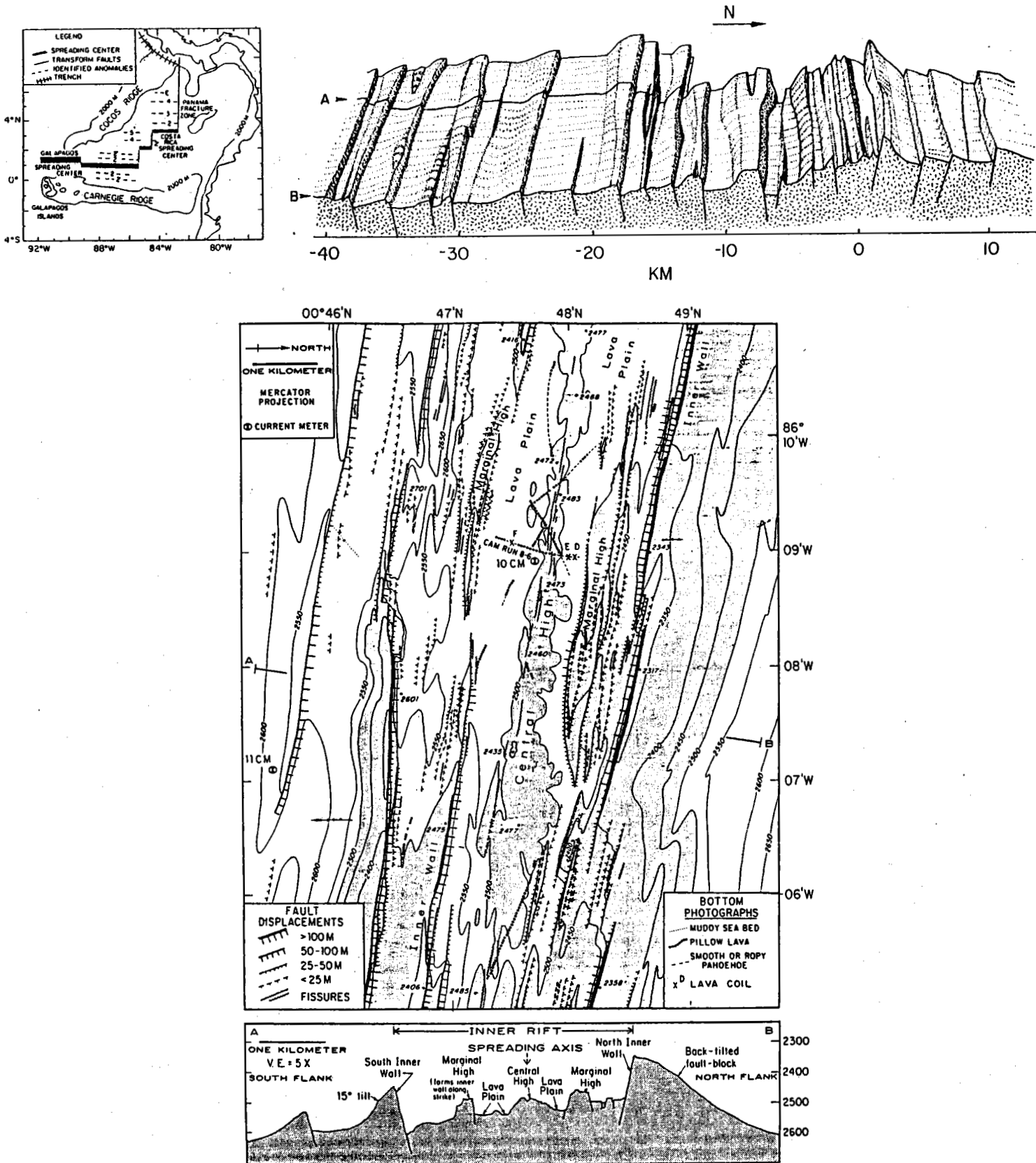


Figure 94 : a) Positionnement de l'axe d'accrétion de la dorsale des Galapagos (d'après Sclater et Klitgord, 1973) ;
 b) Bloc diagramme à partir de coupes sériées (E.V = 4) transverses à la dorsale des Galapagos (d'après Klitgord et Mudie, 1974) ;
 c) Schéma structural et coupe bathymétrique transverse à l'axe de la dorsale (d'après Lonsdale, 1977a).

failles varie seulement de 100 à 200 m, à l'exception d'un rejet de 300 m au Sud de l'axe. Tous ces escarpements majeurs sont à regard interne. Leur alignement n'est pas toujours parfaitement parallèle à l'axe, il s'en écarte d'un angle de 2 à 10° sur quelques failles de 5 à 20 km de longueur. Une succession de hauts et de bas compose chaque linéament parallèlement et transversalement à l'axe. Ces reliefs ne sont pas toujours symétriques par rapport à l'axe et sont même parfois inversés (Allmendinger et Riis, 1979). Ils ont une longueur de 20 à 30 km (Allmendinger et Riis, 1979, Crane, 1979) (fig. 95). L'asymétrie des structures est expliquée par la propagation d'une onde sinusoïdale provoquée par une intrusion profonde (Crane, 1978, 1979) (cf paragraphe B II, 1 d du chapitre premier).

b - le domaine axial

Entre 85°35'W et 86°20'W, le domaine axial présente des variations morphologiques, ceci en raison de la position de l'axe sur ce segment. En effet, aux extrémités est et ouest, l'axe est situé dans un graben de 150 à 200 m de profondeur (fig. 94c). Entre ces deux extrémités, l'axe se retrouve sur la bordure nord ou sud de rides présentes dans le domaine axial. Ces rides sont de largeurs équivalentes à la somme des largeurs des deux rides des extrémités. Ainsi, avant la mise en place de l'axe actuel, il semblerait que toutes ces rides ne formaient qu'un seul dôme, qui s'est ensuite segmenté, l'axe actuel prenant place soit au milieu de ce dôme, soit sur un des côtés, un segment entier du dôme dérivant au Nord ou Sud. Ces segments varient entre 15 et 25 km de longueur (Allmendinger et Riis, 1979). L'ensemble du domaine axial atteint 7 à 8 km de large. Il est bordé par des dépressions qui, sur certains profils bathymétriques, présentent une asymétrie, l'une étant deux à trois fois plus profonde que son homologue (Klitgord et Mudie, 1974 ; Allmendinger et Riis, 1979 ; Van Andel et Ballard, 1979).

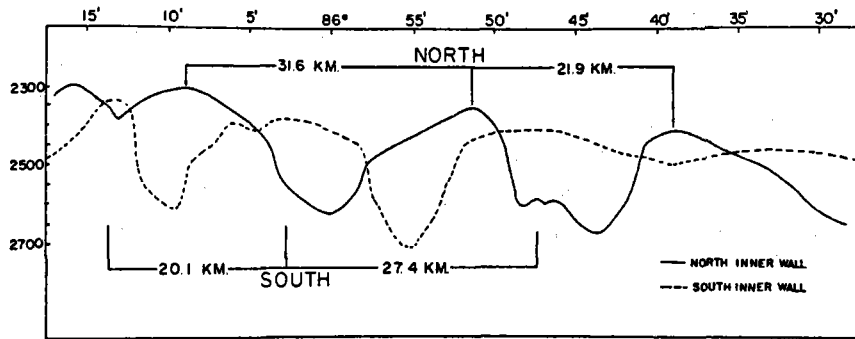


Figure 95 : Coupes longitudinales des murs de part et d'autre de l'axe d'accrétion sur la dorsale des Galapagos d'après Crane (1979).

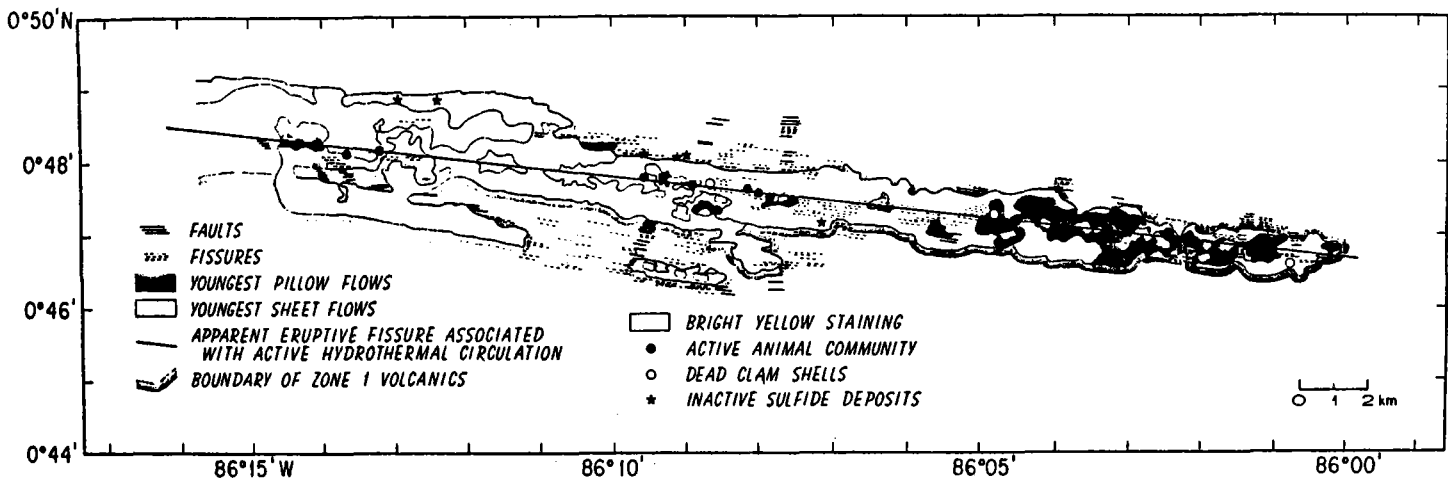


Figure 96 : Carte géologique et distribution des édifices hydrothermaux sur la dorsale des Galapagos d'après Ballard et al. (1982).

3 - Morphologie et géologie de détail

a - morphologie (fig. 94 c)

Le domaine axial, sur 3 à 4 km de part et d'autre de l'axe proprement dit, se compose de différents reliefs (Lonsdale, 1977a; Crane, 1978 ; Van Andel et Ballard, 1979). L'axe se présente sous la forme d'un bombement de 0,2 à 1,3 km de large. C'est une succession de hauts allongés dans l'axe surélevés de 10 à 100 m au-dessus du plancher interne. Cette zone axiale est bordée par une zone plane entre 0,2 et 1,4 km de largeur. La profondeur moyenne de l'ensemble de la zone est de 2450 m. Au-delà de la zone plane, que les auteurs considèrent comme le plancher interne, des reliefs de 50 à 100 m de haut apparaissent par endroits. Ils sont appelés hauts marginaux. Les flancs tournés vers l'axe sont abrupts. Les flancs externes sont en pente douce ou raide. Au-delà de ces hauts marginaux, des escarpements importants (100 à 200 m de haut) tournés vers l'axe marqueraient les limites du plancher interne, atteignant ainsi 3 à 5 km de large. Les flancs externes de ces rides sont en pente douce. Ces rides ne sont pas partout présentes. En effet, à l'Ouest de 86°08'N, la ride sud disparaît pour laisser place à une dépression de taille équivalente (Crane, 1978 ; Van Andel et Ballard, 1979). En fait, l'escarpement sud limitant le plancher interne serait légèrement décalé (environ 500 m) vers l'extérieur et se situerait à une profondeur plus importante (100 à 150 m) que les escarpements nord.

b - géologie

Les hauts centraux sont constitués de laves en coussins, de laves massives et de passées de laves fluides (type laves lobées et lacs de laves). Ces dômes volcaniques (hauts centraux) correspondent à l'activité extrusive la plus récente (Lonsdale, 1977 ; Crane, 1978 ; Van Andel et Ballard, 1978 ; Ballard *et al.*, 1979, 1982 ; Crane et Ballard, 1980) (fig. 96). L'activité tectonique est essentiellement fissurale au sommet du dôme. Les fissures ont environ 2 m d'ouverture maximale.

En bordure de ces hauts centraux, les zones planes sont constituées de laves drapées et présentent un grand nombre de fissures. Il existe quelques plages de laves récentes dans ce domaine situé à 2 km de l'axe, alors qu'à ce niveau, le haut central est constitué de laves anciennes. L'activité volcanique semble ainsi être déplacée vers le Sud du haut central, dans la partie est de la zone (vers 86°09'W), et revient au centre ensuite (Ballard *et al.*, 1982). Les hauts marginaux sont composés de laves en coussins. Les pentes abruptes à regard interne sont formées d'une série de failles normales en échelon. Les escarpements bordant le plancher interne sont constitués de failles normales. Aucune indication n'existe quant à la largeur de l'activité tectonique. Toutefois, Van Andel et Ballard (1979) considèrent dans leur modèle que l'activité maximum a lieu sur moins d'1 km en s'éloignant de l'axe. Des rejeux secondaires peuvent se produire par la suite. Le centre d'émission des laves se situe à environ 500 m au Nord de l'axe structural. Les laves en coussins constituent les reliefs, les laves fluides, les dépressions. L'activité volcanique serait périodique, l'émission des laves fluides étant suivie par celle des laves en coussins (Ballard *et al.*, 1982).

c - hydrothermalisme

C'est sur la dorsale des Galapagos que les premières sources hydrothermales actives associées à un axe d'accrétion ont été observées (Corliss *et al.*, 1979). Toutefois, des anomalies de température et d'hélium dans la colonne d'eau avaient été interprétées, bien avant l'observation directe comme provenant d'un hydrothermalisme actif. Ces anomalies ont été observées à l'axe mais également entre 20 et 30 km au Sud de la dorsale (Detrick *et al.*, 1974 ; Sclater *et al.*, 1974 ; Williams *et al.*, 1974 ; Lonsdale, 1977 b ; Weiss *et al.*, 1977 ; Crane, 1978 ; Corliss *et al.*, 1979 ; Gordeyev et Demina, 1980 ; Green *et al.*, 1981). Les anomalies hors axe correspondent à des monts hydrothermaux de 5 à 50 m de diamètre sur 1 à 20 m de hauts stratifiés en unités de sédiments pélagiques et de sédiments enrichis en oxyde de manganèse et nontronite. La température au coeur des monts est de 15°C. Ils reposent sur 20 à 50 m de sédiments recouvrant le plancher basaltique et sont alignés parallèlement à l'axe

(Lonsdale, 1977 b ; Corliss *et al.*, 1978 ; Hékinian *et al.*, 1978 ; Corliss *et al.*, 1979 ; Williams *et al.*, 1979 ; Hékinian *et al.*, 1980 ; Honorez *et al.*, 1981). A l'axe, des sorties de fluides basse température (22°C maximum) sont concentrées sur une bande large de 50 m autour des fissures axiales et sont entourées d'oasis de vie (Corliss *et al.*, 1973 ; Ballard *et al.*, 1979 ; Van Andel et Ballard, 1979 ; Crane et Ballard, 1980 ; Ballard *et al.*, 1982) (fig. 96). Tous ces sites sont situés au sommet du haut central dans un graben de 50 m de largeur (Crane et Ballard, 1980). Des sites inactifs représentés par des communautés animales éteintes ou des dépôts de sulfures fossiles ont été observées à moins de 2 km de l'axe associés au haut central ou aux zones planes situées de part et d'autre de celui-ci (Ballard *et al.*, 1982 ; Malahoff, 1982, 1985 ; Bischoff *et al.*, 1983). Les sulfures peuvent être associés à des basaltes altérés en présence des conduits nourriciers des fluides hydrothermaux (Embley, 1986). D'autres sites hydrothermaux sont susceptibles d'exister le long de la dorsale des Galapagos d'après les valeurs élevées en smectite ferrifère des sédiments prélevés à proximité du point triple des Galapagos (Walter et Stoffers, 1985). Ce dernier point suggère l'existence d'activité hydrothermale au bas d'un haut topographique puisque le point triple des Galapagos se situe dans une dépression. L'ensemble de ces données montre que l'activité hydrothermale n'est pas limitée au domaine axial. D'autre part, que la zone active sur l'axe est aussi étroite que celle de la dorsale Est-Pacifique.

III - LA DORSALE EST-PACIFIQUE AU NORD DE LA ZONE DE FRACTURE RIVERA

1 - Généralités

a - situation

Cette portion de dorsale est située au Sud de l'entrée du Golfe de Californie entre 20° et 23°N, limitée au Nord par la zone de fracture Tamyayo et au Sud par la zone de fracture Rivera (fig. 97a). Le taux d'expansion de 6,2 cm/an sur ce segment est remarquablement constant depuis les derniers 4 M.A. (Larson *et al.*, 1968 ; Larson, 1971 ; Cyamex S.T. 1981). Cet axe d'accrétion sépare la plaque Pacifique à l'Ouest de la plaque Rivera à l'Est. La dorsale a sa position actuelle depuis environ 4 M.A., époque du début d'ouverture du Golfe de Californie (Klitgord et Mammerickx, 1982 ;

Mammerickx et Klitgord, 1982). La direction générale de l'axe d'accrétion est N 25-30.

b - données géophysiques

Sur ce segment de dorsale, deux zones ont été étudiées par sismique réfraction et microsismicité : une à 21°N, l'autre à 23°N (Reid *et al.*, 1977 ; Mc Clain et Lewis, 1980 ; Prothero et Reid, 1982). Les résultats sont identiques pour les deux sites. Une zone à faible vitesse sismique se situe à 2,5 km environ de profondeur sous le plancher océanique, à l'axe de la dorsale. A quelques kilomètres de l'axe, cette zone disparaît, suggérant ainsi qu'elle est très étroite et limitée à la partie axiale (Reid *et al.*, 1977 ; Mc Clain et Lewis, 1980). La croûte de 4 km d'épaisseur à l'axe s'épaissit d'au moins 2 km pour un âge de 200 000 ans (Mc Clain et Lewis, 1980). L'étude de la microsismicité montre des événements de faible magnitude, localisés à l'axe même de la dorsale (Prothero et Reid, 1982 ; Mc Clain et Lewis, 1980).

2 - Morphologie générale

a - Morphologie transverse hors axe

Les flancs de la dorsale sont constitués de reliefs dont les dénivelés atteignent 200 m à 21°N et 400 m à 23°N (Larson, 1971 ; Normark, 1976 ; Lewis, 1979 ; Mc Clain et Lewis, 1980 ; Cyamex Scientific Team 1981). Les rides et dépressions sont allongées parallèlement à l'axe. La morphologie devient moins accidentée en s'éloignant de plus de 30 km de l'axe (Lewis, 1979). Les flancs les plus redressés sont à regard interne (fig. 97). Des plongées en submersible ont permis de caractériser la nature des pentes à regard externe et interne de ces reliefs hors axe (Cyamex Scientific Team 1981 ; Rangin et Francheteau, 1981). Les pentes douces à regard externe sont des constructions volcaniques formées par des coulées de laves en coussins sur les pentes et de laves en coulées planes (laves lobées) sur les replats. Les escarpements à regard interne sont des failles normales présentant en sections des laves en coussins qui surmontent par endroits des laves massives. Des éboulis sont parfois présents au pied des escarpements. Ces observations concordent parfaitement avec celles effectuées à

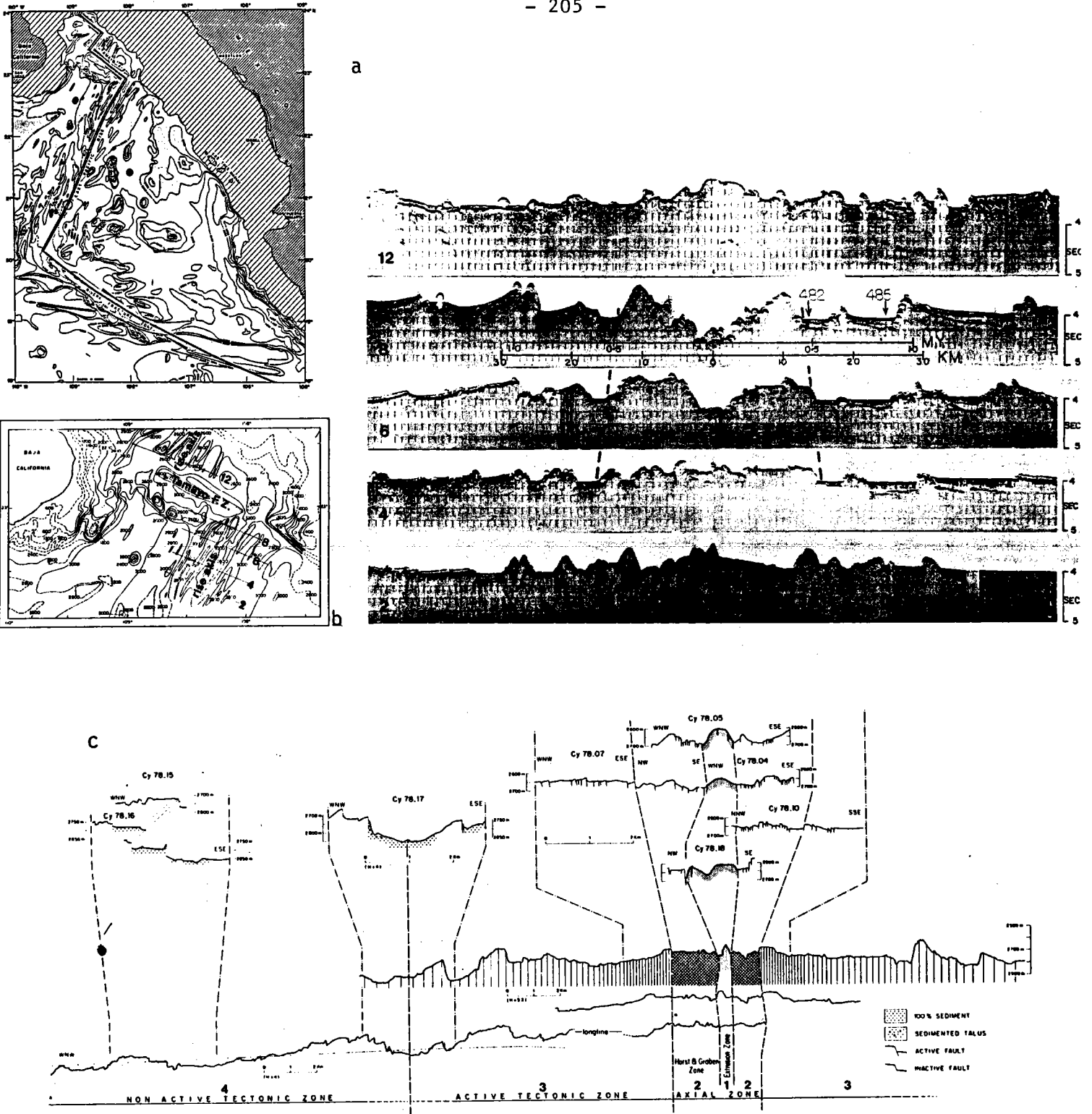


Figure 97 : a) Situation générale de la dorsale Est-Pacifique au Nord de la zone de fracture Rivera (d'après Francheteau et al., 1978)
 b) Profils sismiques transverses à l'axe de la dorsale de part et d'autre de la zone de fracture Tamayo (23°N) (d'après Lewis, 1979)
 c) Coupes bathymétriques et données de plongées autour de 21°N (d'après Cyamex Scientific Team 1981).

13°N et à 14°N sur la dorsale Est-Pacifique (cf II 1 et V 2 du chapitre second).

b - variation de la morphologie transverse axiale

La morphologie du domaine axial entre 20°N et 23°N varie beaucoup. Sur environ 10 km de large, tous les stades entre une morphologie en dôme à 22°15'N et un graben profond d'environ 800 m à 22°50'N sont représentés (fig.97b) (Lewis, 1979 ; Mc Clain et Lewis, 1980). A 21°N, le domaine axial présente des dénivelés ne dépassant pas 100 m. L'axe proprement dit, constitué d'un dôme large de 200 à 500 m et haut de 100 m, est encadré par deux murs élevés de 50 m à 1 ou 2 km de distance à l'axe (Cyamex Scientific Team 1981). Le graben axial de 22°50'N est large d'une dizaine de kilomètres. Il se situe à 20 km au Sud de la zone de fracture Tamayo. Cette fracture pourrait donc influencer sa morphologie. Mais une coupe transversale de la dorsale immédiatement au Nord de cette zone de fracture montre un domaine axial en dôme (Lewis, 1979). L'influence de la zone de fracture sur la morphologie axiale semble donc peu importante.

3 - Données géologiques autour de 21°N

Une zonation des différentes unités géologiques est établie à partir des observations sur le fond par submersible habité et engin remorqué ("Deep Tow") (Normark, 1976 ; Cyamex Scientific Team 1981 ; Rangin et Francheteau, 1981 ; Ballard *et al.*, 1981 ; Lichtman *et al.*, 1984). Cette zonation concerne les 30 premiers kilomètres en s'éloignant de l'axe.

- La zone 1 correspond à la zone d'extrusion axiale. Elle est essentiellement caractérisée par la fraîcheur des laves, l'absence ou l'extrême pauvreté en sédiment. Le trait structural majeur est la présence de quelques fissures ouvertes parallèles au rift (N 40). Quelques lacs de lave occupent des petits grabens. Cette zone atteint 0,4 à 1,2 km de largeur. Elle n'est pas continue le long de l'axe, mais s'échelonne en segments de quelques kilomètres de long séparés de 100 à 200 m.

La variabilité morphologique de cette zone le long de l'axe est très importante. Elle se présente sous la forme d'un dôme fissuré, large de 500 à 1000 m et haut de 50 à 100 m, ou d'un dôme entaillé d'un graben

de 200 m environ et profond d'une quinzaine de mètres, ou encore d'une zone plate, les lacs de laves prenant place dans les petites dépressions de 5 à 10 m.

- La zone 2 est caractérisée par une structure en "horsts et grabens" limitée par des failles parallèles à la direction générale de l'axe. Les failles à rejets les plus importants sont à regard interne. La zone présente une asymétrie dans ses dimensions de part et d'autre de l'axe. A l'Ouest, la zone est large de 1,5 km en moyenne. A l'Est, elle se resserre fortement vers le Sud où sa largeur n'est plus que de 800 à 900 m. Cette zone correspond au maximum d'activité tectonique qui a lieu entre 700 m (Unternehr, 1979 ; Rangin et Francheteau, 1981) et 2 km (Lichtman *et al.*, 1984).

L'ensemble zone 1 - zone 2 atteint 4 à 4,5 km de largeur. Les zones 3 et 4 présentent un nombre important de grandes failles dont les rejets atteignent 100 à 150 m. Elles s'étendent de 2 km à plus de 30 km de l'axe. Une différenciation a été effectuée entre ces deux zones. La limite supérieure de la zone 3 serait la limite de la zone d'activité tectonique. Cette distinction est basée sur une seule plongée (CY 78-17) pendant laquelle a été observé un escarpement ne présentant pas de dépôts de manganèse et possédant une fissure à sa base séparant le contact faille - pied de faille basaltique (Cyamex Scientific Team 1981). Au cours de cette même plongée, la couverture sédimentaire, moins importante sur les talus des failles qu'aux alentours, témoignerait d'une activité tectonique récente (Rangin et Francheteau, 1981). Aucune autre faille à une telle distance de l'axe n'a été observée par ailleurs. L'équivalent de cette zone du côté est de l'axe n'a jamais été exploré et donc la limite entre les zones reste très hypothétique. Un rejeu récent, mais de faible ampleur, a pu créer la fissure. Ce rejeu pourrait être tectonique, ou correspondre simplement au basculement gravitaire d'un pan de mur. La couverture sédimentaire moins épaisse peut être due à un balayage par les courants plus importants sur un relief (talus d'éboulis) que sur les fonds plats.

Il est à retenir que les zones où la tectonique est la plus active sont les zones 1 et 2, la zone 1 étant essentiellement fissurale et la zone 2 marquée par des failles normales (Rangin et Francheteau, 1981). Au-delà de 2 à 2,5 km de l'axe il n'a été observé que peu ou pas d'activité tectonique (CY 78-18, CY 78-07, CY 78-10, CY 78-17). L'activité volcanique se concentre sur une zone de 0,4 à 1,2 km de largeur.

4 - Hydrothermalisme

Après la mise en évidence d'anomalies de températures (Crane et Normark, 1977) une activité hydrothermale, exprimée sous la forme de fluides chauds, haute et basse température, sortant par des cheminées et associée à des dépôts de sulfures, a été découverte pour la première fois sur ce segment de dorsale (Equipe Scientifique Cyamex 1978 ; Francheteau *et al.*, 1979 ; Rise Project Group 1980 ; McDonald *et al.*, 1980 ; Hékinian *et al.*, 1980 ; Cyamex Scientific Team 1981 ; Haymon et Kastner, 1981 ; Ballard *et al.*, 1981 ; Styrer *et al.*, 1981).

L'activité hydrothermale s'aligne sur une bande de 200 à 500 m de large, liée exclusivement à la zone volcanique centrale (McDonald *et al.*, 1980 ; Rise Project Group 1980). Elle suit les décalages de cette zone volcanique en segments de 4 à 12 km (Francheteau et Ballard, 1983). Des dépôts de sulfures inactifs ont été observés à l'axe et hors axe (Francheteau *et al.*, 1979).

IV - LES DORSALES GORDA, JUAN DE FUCA ET EXPLORER

1 - Généralités

a - situation

Ce système de trois axes d'accrétion se situe dans le Pacifique Nord-Est, entre 40°N et 50°N (fig. 98). La dorsale de Gorda, entre 40°30'N et 43°N, est limitée par les zones de fracture Mendocino et Blanco respectivement au Sud et au Nord. La dorsale Juan de Fuca, entre 44°30'N et 48°N, intersecte avec les zones de fracture Blanco et Sovanco qui la limitent au Sud et au Nord. Enfin, au Nord de la zone de fracture Sovanco, la dorsale Explorer se situe entre 49°N et 50°N. Ce système fonctionne dans sa position actuelle -c'est-à-dire séparé de la dorsale Est-Pacifique (ou auparavant la ride des Mathématiciens)- depuis 9 M.A. (Klitgord et Mammerickx, 1982). L'ouverture du golfe de Californie, vers 3,5 M.A., a provoqué un saut vers le Nord-Est de la zone de fracture "Tosco-Abreojos" (fig. 27), reliant ainsi la dorsale de Gorda au bassin de Gaymas par la zone de fracture Mendocino, elle-même relayée sur le continent par la faille de San Andreas (Williams *et al.*, 1979 ; Klitgord et Mammerickx, 1982 ; Coletta et Angelier, 1983 ; Riddihough, 1984). Une progression vers le Nord de l'ensemble du système a débuté il y a 7 M.A. avant l'ouverture du golfe de Californie et s'est poursuivie ensuite avec quelques réarrangements locaux dans les directions des axes d'expansion (Riddihough, 1984 ; Hey, 1977 ; Hey et Wilson, 1982 ; Johnson *et al.*, 1983 ; Wilson *et al.*, 1984).

b - taux d'expansion

Les taux d'expansion sont très variables sur ces trois segments de dorsales. La dorsale de Gorda s'est ouverte à une vitesse de 7,4 cm/an de 4 M.A. jusqu'à 2,5 M.A. Depuis, la vitesse d'ouverture a diminué jusqu'à 2,4 cm/an sur le segment au Sud de 41°30'N (Atwater et Mu-

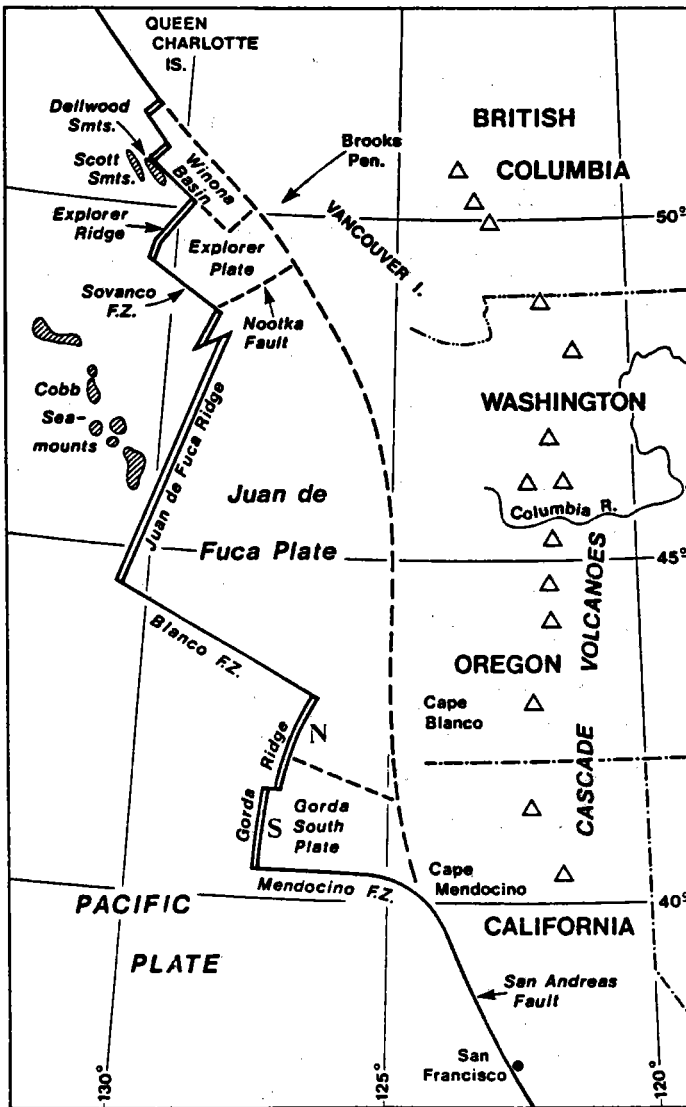
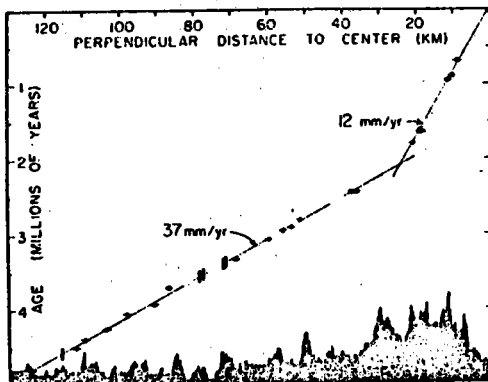
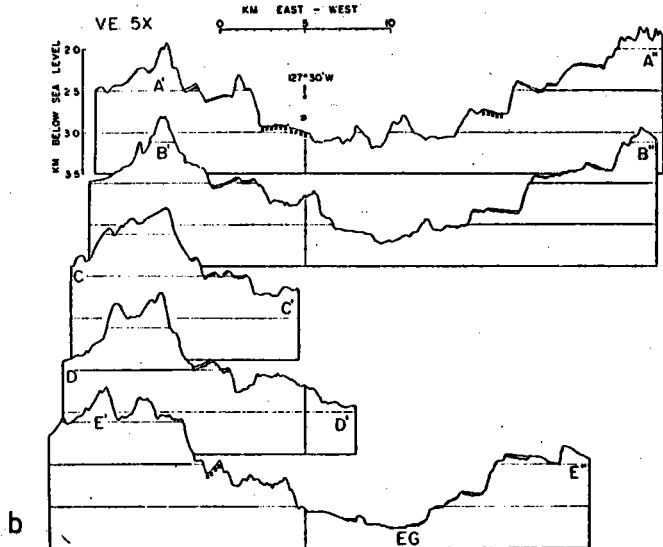


Figure 98 : Positionnement des différentes dorsales et zones de fracture dans le Pacifique Nord (d'après Riddiough, 1984).



a



b

Figure 99 : a) Profil bathymétrique situé à l'Ouest de l'axe d'accrétion de la dorsale de Gorda (41° N), et variation du taux d'expansion
 b) Profils bathymétriques transverses au graben axial de la dorsale de Gorda autour de 41°N, d'après Atwater et Mudie (1973).

die, 1973). Un taux global, sur 10 M.A., de 6,4 cm/an est donné pour le segment nord à 42°30'N et 6 à 5,8 cm/an à 41°N pour les derniers 2,5 M.A. (Elvers *et al.*, 1973 ; Riddihough, 1983).

Le taux d'expansion de la dorsale Juan de Fuca est de 5,8 cm/an (Elvers *et al.*, 1973 ; Riddihough, 1983). Il augmente légèrement, jusqu'à 6 cm/an, dans sa partie nord (segment Endeavour) (Riddihough, 1983 ; Malahoff, 1985).

La dorsale Explorer s'ouvre actuellement à un taux de 4,2 cm/an (Riddihough, 1983 ; Malahoff, 1985). Malgré ces taux d'expansion très différents, une vue d'ensemble du système sera donnée dans ce chapitre des dorsales à taux d'expansion moyen pour des raisons géographiques. Mais la morphologie des dorsales Gorda et Explorer sera comparée avec celle des dorsales lentes (1 à 5 cm/an). Une comparaison entre toutes les dorsales étudiées dans ce travail sera proposée dans le chapitre V.

2 - La dorsale de Gorda

Peu d'études ont été menées sur cette dorsale. Cependant, sur une carte bathymétrique de Chase *et al.* (1970), trois segments peuvent être différenciés : un segment sud, de 40°30'N à 41°30'N, un segment intermédiaire de 41°35'N à 42°10'N et un segment nord de 42°10'N à 43°00'N. Les deux premiers segments ont une orientation N-S, le segment nord est orienté N 30. La frontière entre le segment sud et intermédiaire est une structure E-W décalant d'environ 25 km les deux axes d'accrétion, qui, de par sa continuité en dehors du domaine axial, semble correspondre à une zone de fracture. Le passage entre le segment intermédiaire et le segment nord se fait par un changement d'orientation associé à la présence d'une structure transverse mal définie.

a - le segment intermédiaire sur la carte bathymétrique de Chase *et al.* (1970) semble montrer une dépression dans sa partie axiale, moins prononcée que sur les autres segments. Aucune étude plus détaillée n'existe sur ce domaine.

b - Le segment sud présente une vallée axiale atteignant un dénivelé de 1000 à 1500 m (fig. 99). Sa largeur est d'une vingtaine de kilomètres (Atwater et Mudie, 1968, 1973 ; Heinrichs, 1970). Les murs de cette vallée présentent des gradins d'environ 2 km de largeur dont la pente interne est constituée de failles normales. Quelques-uns de ces gradins supportent une couverture sédimentaire peu épaisse, formée de turbidites. Cette couverture montre par endroits un biseau dont la pointe est tournée vers l'axe (Atwater et Mudie, 1968, 1973). En dehors de l'axe, jusqu'à 10 à 20 km de la vallée axiale, les flancs supportent des reliefs ayant un dénivelé de 500 m environ, les pentes à regards internes sont plus abruptes que celles à regard externe (Atwater et Mudie, 1973). L'étude de mécanisme au foyer sur un séisme a donné un mouvement en faille normale sur un mur de la vallée (Mc Evilly, 1968 ; Simila *et al.*, 1975).

c - Le segment nord n'a été étudié qu'au niveau de son intersection avec la zone de fracture Blanco (Malahoff, 1985). Dans cette zone, l'axe de la dorsale est constitué d'une vallée centrale de 700 m de profondeur à 42°47'N et 900 m à 43°00'N. Sa largeur, d'une vingtaine de kilomètres, est approximativement constante. Le plancher interne supporte par endroits une ride axiale, allongée parallèlement aux murs de la vallée. D'une hauteur de 200 à 250 m et de 1 à 2,5 km de large, cette ride s'étend sur 14 km dans sa partie la plus longue. Elle constituerait l'axe volcanique proprement dit (Malahoff, 1985).

3 - La dorsale Juan de Fuca

Cette dorsale, d'environ 460 km de long, se subdivise en segments variant de 30 à 180 km de longueur (Lister, 1972 ; Davis *et al.*, 1985 ; Davis et Karsten, 1986). Ces segments sont reliés par des "O.S.C." dont le plus important ("Cobb offset") atteint une quarantaine de kilomètres de largeur (Johnson *et al.*, 1983). Trois de ces segments ont été bien étudiés par diverses méthodes (Seabeam, Sonar latéral Seamark I et II et submersible). Le segment sud qui est recoupé par la zone de fracture Blanco (Nor-

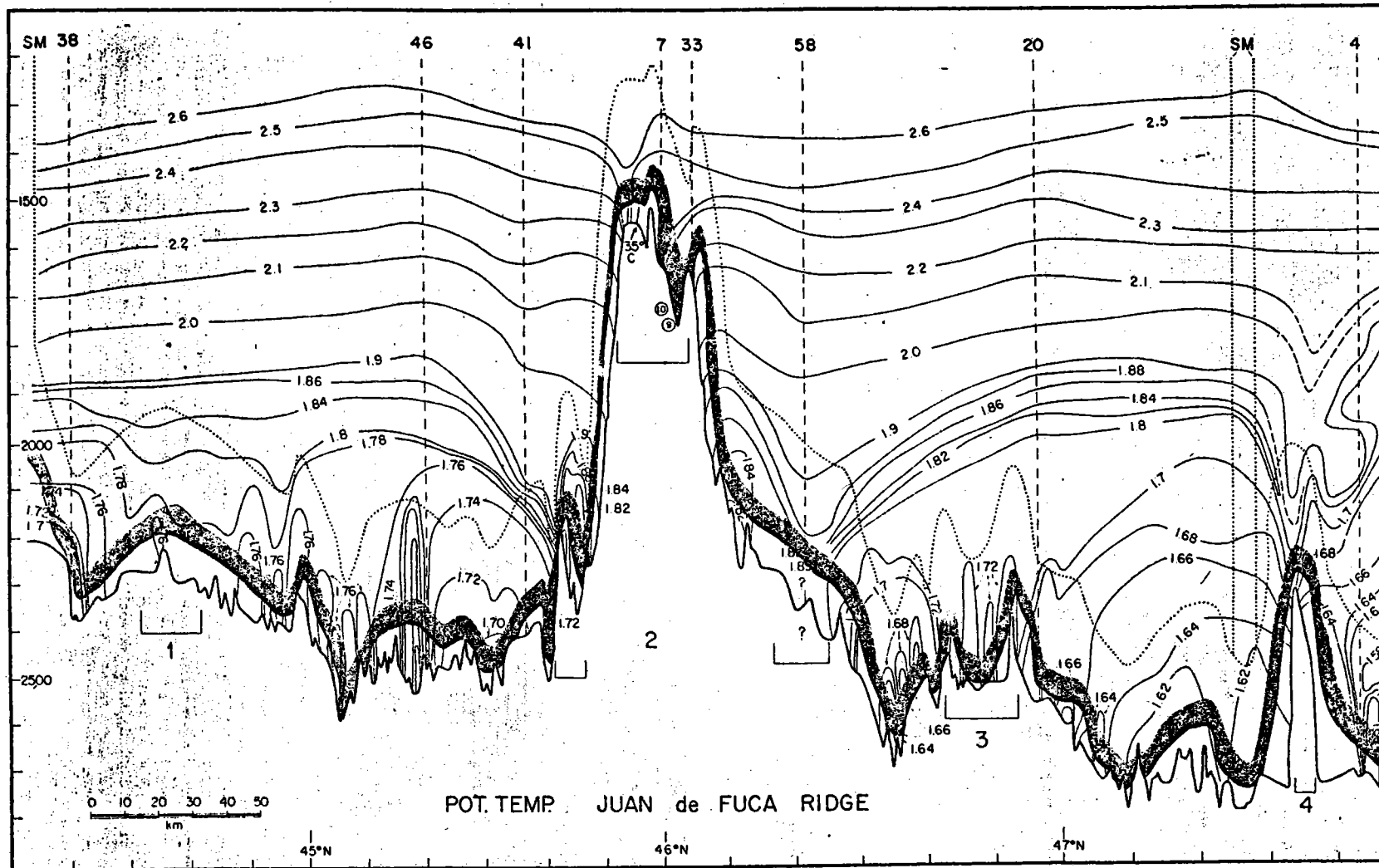


Figure 100 : Coupe bathymétrique longitudinale de l'axe de la dorsale Juan de Fuca à partir de données Seamark et variation de la température sur cette dorsale, d'après Crane et al. (1985).

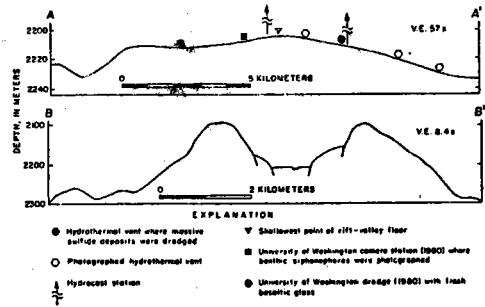
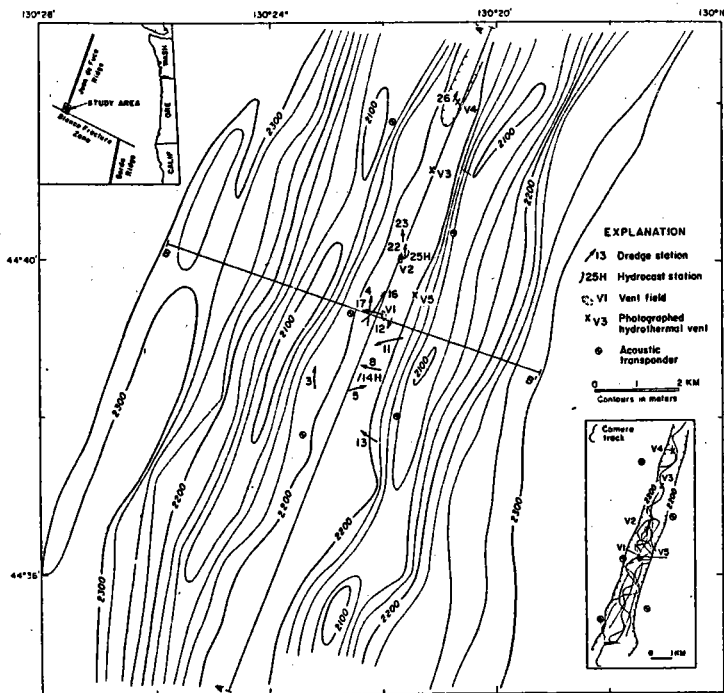


Figure 101 : a) Carte bathymétrique du secteur sud de la dorsale Juan de Fuca
 b) Coupes bathymétriques longitudinales (A) et transversales (B) de ce secteur, d'après Normark et al. (1983). La coupe longitudinale met en évidence un segment élémentaire de 15 km de long.

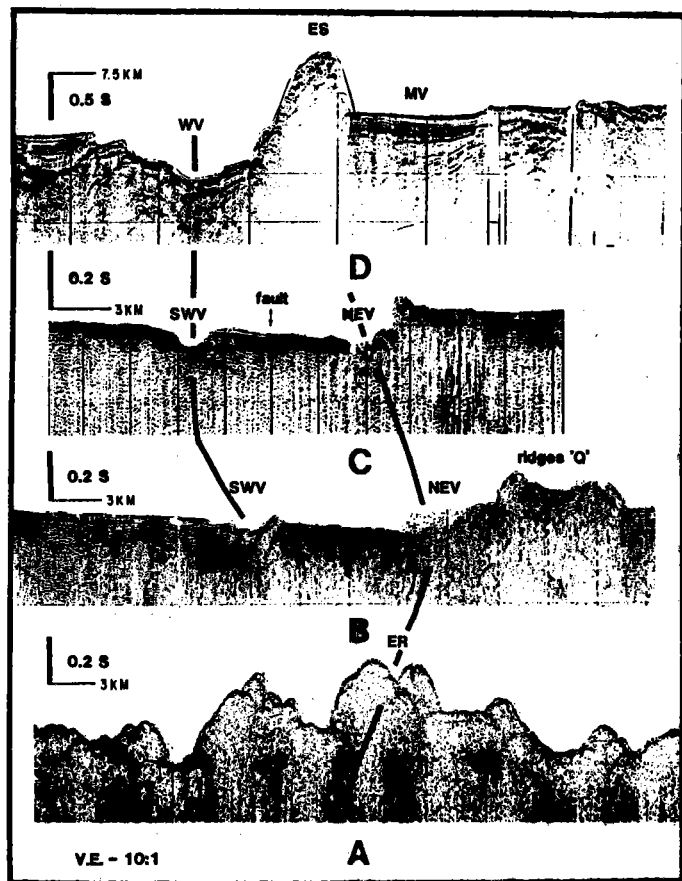
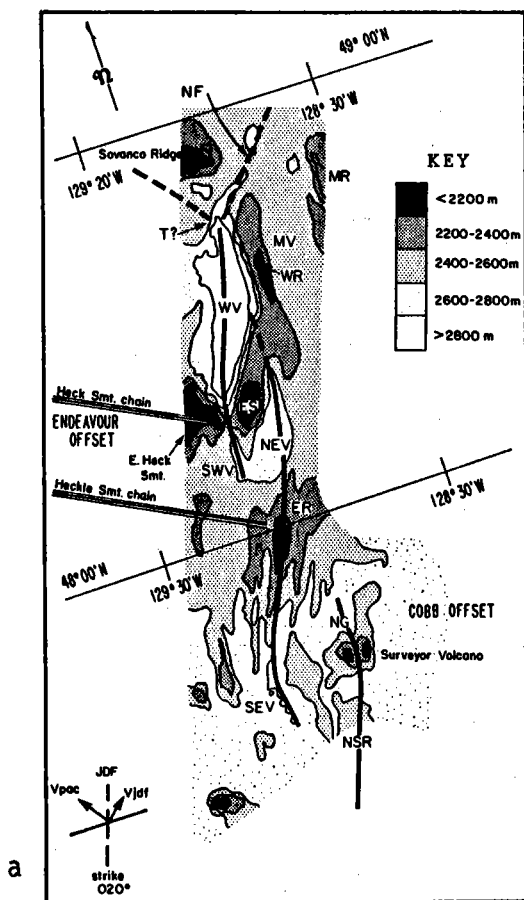


Figure 102 : a) Schéma interprétatif du secteur nord de la dorsale Juan de Fuca montrant les relais d'axe d'accrétion de Endeavour et de Cobb
 b) Profils sismiques transverses aux axes d'accrétion du Sud (A) au Nord (D) de ce secteur. Ces profils montrent la grande variabilité morphologique de l'axe, d'après Karsten et al. (1986).

mark *et al.*, 1982, 1983 ; Crane *et al.*, 1985), le segment qui porte en son centre un volcan appelé "axial seamount" situé à 46°N (Canadian - American Seamount Expedition 1985 ; Tunnicliffe *et al.*, 1985 ; Crane *et al.*, 1985), et le segment "Endeavour" qui se situe entre "Cobb offset" et la zone de fracture Sovanco (Barr et Chase, 1976 ; Davis et Lister, 1977 ; Davis *et al.*, 1983, 1984, 1985 ; Johnson *et al.*, 1984 ; Karsten *et al.*, 1986 ; Hey et Wilson, 1982 ; Wilson *et al.*, 1984 ; Crane *et al.*, 1985). Des anomalies de température ont été observées à 44°35'N, 45°45'N, 46°N, 46°20'N, 46°50'N et 47°35'N (Crane *et al.*, 1985).

La morphologie longitudinale de l'axe montre des variations de profondeur de l'ordre de 200 m sur des segments de 40 à 50 km de long. Deux anomalies de profondeur existent, une à 46°N, l'autre à 47°35'N (fig.100), où des dénivellations de 1000 m et de 500 m respectivement ont été observées.

a - le segment sud

Ce segment est constitué d'un dôme de 7 km de large entaillé par une vallée axiale de 100 m de profondeur et large d'environ 2 km (Normark *et al.*, 1983). La morphologie longitudinale de ce segment présente une dénivellation d'une vingtaine de mètres sur 7-8 km de long (fig.101).

Les murs de la vallée axiale sont constitués de failles normales. Le plancher interne est plat, entaillé en son centre par une petite dépression, discontinue le long de l'axe, profonde de 10 m à 20 m maximum, et large de 150 m environ.

Ce plancher est constitué essentiellement de laves fluides, les laves en coussins se retrouvant sur le sommet des murs (Normark *et al.*, 1983 ; Lichtman et Eissen, 1983). L'activité hydrothermale est présente dans la zone centrale du plancher, associée aux dépressions (Normark *et al.*, 1982, 1983 ; Crane *et al.*, 1985 ; Backer *et al.*, 1985). Cette activité est représentée par des fluides diffusant à travers le basalte (eaux moirées), des sorties de fluides par des cheminées type diffuseur (sulfure de fer et zinc) et des sulfures massifs (Normark *et al.*, 1982, 1983 ; Koski *et al.*, 1984).

b - le segment de "axial seamount"

Ce segment, d'une trentaine de kilomètres de long, présente deux directions majeures : N 25 et N 165. "Axial Seamount" se situe à l'intersection de ces deux directions (Crane *et al.*, 1985 ; Canadian-American Seamount Expedition 1985). Ce volcan, culminant à 1520 m de profondeur, est constitué d'une caldera profonde de 50 à 70 m, et mesurant 7 km sur 3 km. Le plancher de la caldera est plat. Le mur nord, ainsi que le plancher interne, sont entaillés par des grabens en échelon de 15 à 25 m de large, 30 à 50 m de long et 5 à 20 m de profondeur. Ces grandes fissures s'alignent approximativement suivant une direction Nord-Sud et se regroupent dans une bande large d'une centaine de mètres maximum.

Les laves en coussins rencontrées sur les murs sont plus anciennes que celles du plancher interne, où elles sont associées à quelques lacs de laves épars. L'épaisseur des sédiments recouvrant les murs et le plancher est d'une vingtaine de centimètres (Canadian American Seamount Expedition 1985). De l'activité hydrothermale de basse température (19°C) se situe dans/ou à proximité (< 50 m) de la zone fissurée recoupant "axial seamount" (Koski *et al.*, 1984 ; Canadian American Seamount Expedition 1985 ; Tunnicliffe *et al.*, 1985).

c - le segment Endeavour

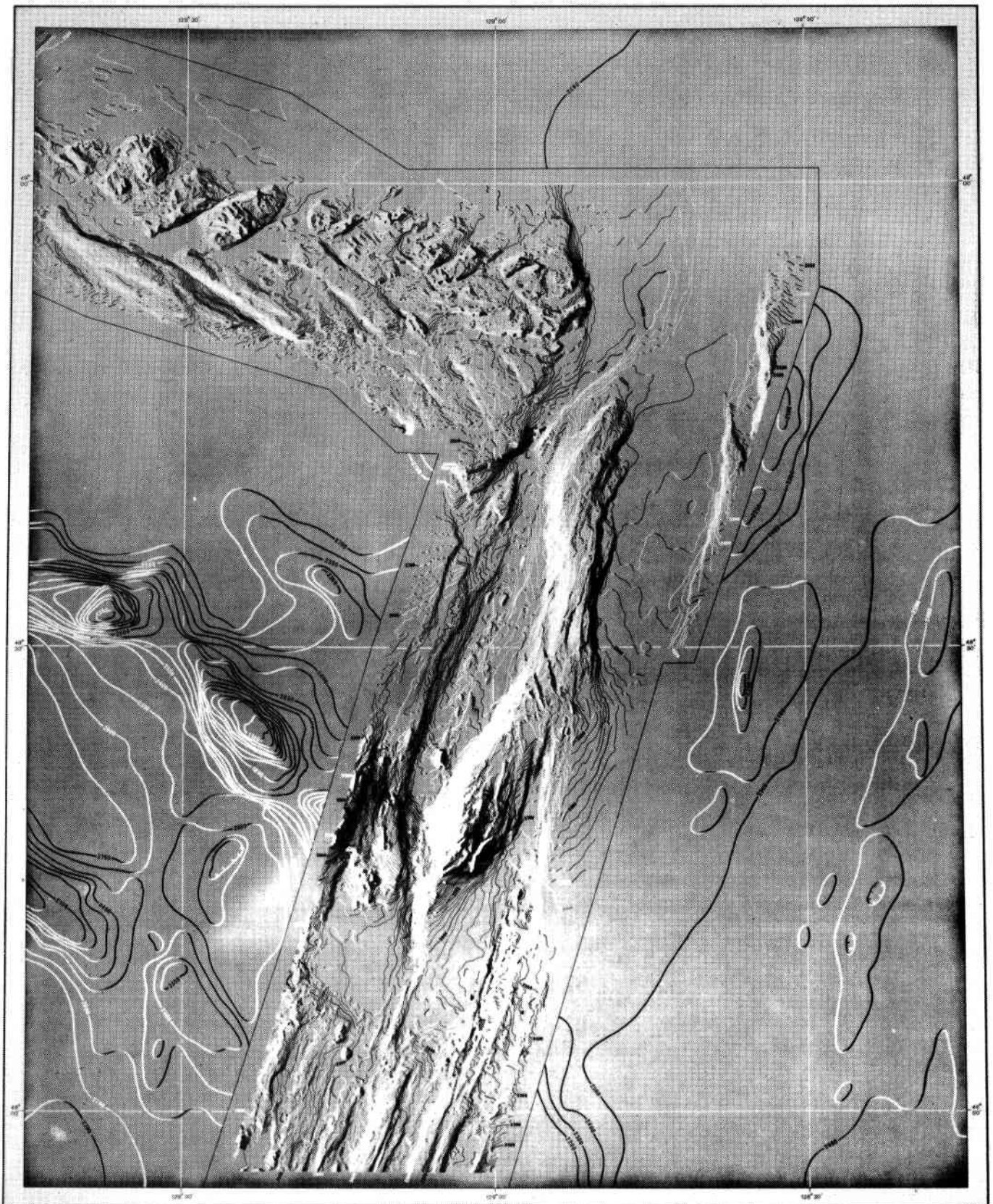
Ce segment se situe entre 47°25'N et 49°N, limité au Sud par "Cobb offset" et au Nord par la zone de fracture Sovenco. La plaque à l'Est de la dorsale au niveau de ce segment et du segment Explorer possède une sismicité très importante (Barr et Chase, 1974) à l'opposé de la plaque ouest.

- "Cobb offset"

Cette structure correspond à un "O.S.C." d'une trentaine de kilomètres de large (Johnson *et al.*, 1983 ; Karsten *et al.*, 1986). L'axe de la ride sud se présente sous la forme d'une dépression recouverte de laves massives. Un volcan ("Surveyor volcano") est sectionné en deux parties par le passage de l'axe (fig.102). Cette ride a subi un saut d'axe récent en direction de l'Ouest. Une ride, à l'Est de l'axe actuel, concrétise l'empla-

Figure 103 : Carte bathymétrique de l'"O.S.C." Endeavour, d'après Davis *et al.* (1984).

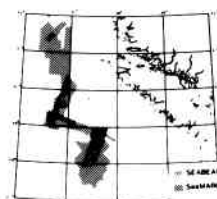
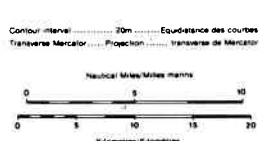




EXPLANATION
Bathymetric contours have been compiled from published SEABEAM bathymetric data (E.P.R. Open File 85-1, G.C.C. Open File 1143), and are shown at an interval of 20 m, assuming a sound velocity of 1500 m/s. Relief is simulated by illuminating the contours with a western "light source". Bathymetric contours have been compiled from the Canadian Hydrographic Service Natural Resource Map Series.

EXPLICATION
Les courbes bathymétriques sont basées sur la bathymétrie SEABEAM publiée (D.P.O. Dossier Public 85-1, C.G.C. Dossier Public 1143). Elles sont présentées avec un espacement de 20 m en supposant une vitesse de sonde de 1500 m/s. L'impression de relief est créée par une "illumination" de l'ouest. Les courbes bathymétriques régionales sont de la série des cartes des Ressources Naturelles du Service Hydrographique du Canada.

**EARTH PHYSICS BRANCH, E.M.R.,
OPEN FILE 85-2
GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA, E.M.R.,
OPEN FILE 1144**



PRODUCED BY: Pacific Geoscience Centre, Energy, Mines and Resources Canada
PRODUIT PAR: Centre Géoscientifique du Pacifique, Énergie, Mines et Ressources Canada

SURVEYS BY: NOAA Ship SURVEYOR 1983, 1984
LES LEVÉS PAR:

COMPILED BY: E. Davis, R. Currie, B. Sawyer, R. Rudenough (P.G.C./C.G.P.)
COMPLIATION PAR:

AVAILABLE FROM: Island Blueprint Map Co. Ltd.
905 Fort St.
Victoria, B.C. Canada
V8V 3K3
DISPONIBLE A:

**DIRECTION DE LA PHYSIQUE DU GLOBE, E.M.R.,
DOSSIER PUBLIC 85-2
COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, E.M.R.,
DOSSIER PUBLIC 1144**

cement de l'ancien axe de dorsale qui se propageait vers le Nord (Hey, 1977 ; Hey et Wilson, 1982 ; Johnson *et al.*, 1983). L'axe de la ride nord est soit une dépression ayant en son centre un petit dôme, soit un dôme sans autre structure. Les dimensions de ces structures restent encore à préciser.

- "Endeavour ridge"

A 47°55'N, cette ride, de 6 km de large sur 1500 m de haut, est entaillée à son sommet par une vallée axiale de 750 m de large sur 150 m de profondeur environ (Davis *et al.*, 1985 ; Karsten *et al.*, 1986). Au Nord de cette latitude, cette ride passe progressivement à une structure plate, bordée à l'Est par une ride de plus de 1000 m de dénivelé (fig. 102) (Barr et Chase, 1974 ; Davis et Lister, 1977 ; Karsten *et al.*, 1986).

A 47°57'-58'N, dans la vallée axiale au sommet de la ride, des sulfures massifs (Fe, Zn, Cu et riches en Si) ont été observés. Ce dépôt, de 25 m de hauteur sur 30 m de longueur et 15 m de largeur, se situe au pied du mur ouest, à 100 m de l'axe de la vallée. Une cheminée active émettant un fluide à 400°C a été reconnue au sommet de ce dépôt. Des fluides de basse température (15°C) diffusent à travers les sulfures massifs (Tivey et Delaney, 1986).

- "Endeavour offset"

C'est un "O.S.C." d'environ 11 km de large, montrant un recouvrement des deux branches de l'ordre d'une trentaine de kilomètres, équivalent à "Cobb Offset" (fig. 103). Il comporte en son milieu un mont sous-marin ("Endeavour Seamount") de près de 900 m de haut. Aucune activité volcanique récente ne semble avoir eu lieu sur ce volcan. Il se serait mis en place antérieurement à la propagation de la ride ouest vers le Sud, et n'est donc pas lié au fonctionnement de l'"O.S.C." (Davis et Lister, 1977 ; Davis *et al.*, 1984 ; Davis et Karsten, 1986 ; Karsten *et al.*, 1986). Ce volcan serait lié à une chaîne de monts sous-marins ("Heck Seamount Chain") située à l'Ouest de l'O.S.C. (Davis et Karsten, 1986).

- *Le segment Endeavour nord ("west valley")*

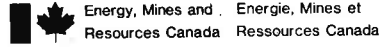
L'axe de ce segment est constitué d'une vallée axiale de 2 à 3 km de large sur 500 à 550 m de profondeur. Aucun volcanisme récent n'occupe cette vallée (Davis et Lister, 1977 ; Davis *et al.*, 1984 ; Karsten *et al.*, 1986).

L'intersection avec la zone de fracture Sovanco est mal définie. Quelques pointements volcaniques récents semblent percer la couverture sédimentaire au Nord de la vallée axiale au niveau de cette intersection (Karsten *et al.*, 1986).

4 - La dorsale Explorer

La carte bathymétrique de Davis *et al.* (1984) permet de connaître parfaitement la morphologie de cette dorsale. Limitée au Sud par la zone de fracture de Sovanco, sa limite nord est plus complexe (fig.104). En effet, la dorsale Explorer est reliée à 5 km à l'Est par une structure triangulaire qui semble correspondre à un "propagating rift" se propageant vers le Sud. Les laves au Sud de cette ride sont plus fraîches que celles de la dorsale Explorer au Nord. La morphologie de cette dorsale Est est un dôme de 300 m de haut pour une largeur de 0,5 à 3 km à sa base sans graben axial. La dépression entre les deux rides est constitué de failles normales de direction NW-SE se surimposant aux structures NE-SW. La dorsale Explorer présente dans sa partie nord un ensemble volcanique de 300 à 400 m de haut étalé sur 12 à 13 km en largeur et longueur. Au Sud de 49°46'N, deux grabens distants de 0,5 à 1 km, profonds de 50 à 100 m et larges de 500 m ont une longueur de 7 à 10 km (Malahoff, 1985). Au Sud de 49°40'N, les deux grabens se confondent en un seul, profond de 120 à 140 m et large de 500 m. Ce graben se réduit vers le Sud jusqu'à 49°30'N où l'axe s'exprime par un simple alignement de petites structures circulaires. L'ensemble de ces grabens se situe sur un dôme élevé de plus de 400 m par endroits (700 m maximum) et large de 7 à 10 km à sa base, sur 60 km de longueur. Des dépôts hydrothermaux sont localisés au sommet du mur Est du graben est autour de 49°45'N sur la dorsale Explorer.

**JUAN DE FUCA RIDGE ATLAS:
ILLUMINATED-CONTOUR SEABEAM
BATHYMETRY (EXPLORER RIDGE)**



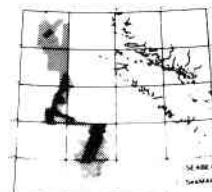
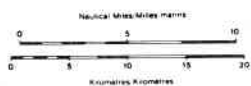
**ATLAS DE LA DORSALE DE JUAN
DE FUCA: BATHYMETRIE
REGIONALE DE SEABEAM
(DORSALE D'EXPLORER)**



EXPLANATION
Bathymetric contours have been compiled from published SEABEAM bathymetric data (E.P.B. Open File 85-1, G.S.C. Open File 1143) and are shown at an interval of 20 m, assuming a sound velocity of 1500 m/s. Relief is simulated by illuminating the contours with a western light source. Background contours have been compiled from the Canadian Hydrographic Service Natural Resource Map Series.

EXPLICATION
Les courbes bathymétriques sont basées sur la bathymétrie SEABEAM publiée (D.P.O. Dossier Public 85-1, G.G.C. Dossier Public 1143). Elles sont présentées avec un espacement de 20 m en supposant une vitesse de sonde de 1500 m/s. L'impression de relief est créée par une «illumination» de l'ouest. Les courbes bathymétriques régionales sont de la série des cartes des Ressources Naturelles du Service Hydrographique du Canada.

Contour interval: 20m / Equidistance des courbes: 20m
Transverse Mercator / Projection: Transverse de Mercator



PRODUCED BY: Pacific Geoscience Centre, Energy, Mines and Resources Canada / Centre Géoscientifique du Pacifique, Énergie, Mines et Ressources Canada
PRODUCED PAR: Centre Géoscientifique du Pacifique, Énergie, Mines et Ressources Canada
SURVEYS BY: NOAA Ship SURVEYOR 1983 1984
LES LEVES PAR: NOAA Ship SURVEYOR 1983 1984
COMPILED BY: E. Clark, R. Currie, B. Sawyer, R. Riddough (F.G.C./C.G.F.)
COMPILED PAR: E. Clark, R. Currie, B. Sawyer, R. Riddough (F.G.C./C.G.F.)
AVAILABLE FROM: Island Blueprint Map Co. Ltd., 805 Fort St., Victoria, B.C. Canada, V8V 3K3
DISPONIBLE A: Island Blueprint Map Co. Ltd., 805 Fort St., Victoria, B.C. Canada, V8V 3K3

EARTH PHYSICS BRANCH, E.M.R.
OPEN FILE 85-2
GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA, E.M.R.
OPEN FILE 1144

DIRECTION DE LA PHYSIQUE DU GLOBE, E.M.R.
DOSSIER PUBLIC 85-2
COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, E.M.R.
DOSSIER PUBLIC 1144

A l'extrémité de la vallée est, des sites actifs sont caractérisés par des émissions de fluides dont les températures varient de 25°C à 310°C (Fouquet, communication personnelle).

V - CONCLUSION

L'étude de la dorsale du bassin Nord-Fidjien a démontré que la morphologie axiale d'une dorsale à taux d'expansion moyen (7-8 cm/an) peut varier. L'axe est situé soit sur un dôme de 300 à 800 m de haut sur une dizaine de kilomètres de largeur, soit ce dôme est entaillé d'un graben à son sommet, graben dont la profondeur varie de 50 à 100 m et la largeur de 200 m à 1,5 km. En un point ce graben peut même atteindre 5 km de large et être profond de 200 m environ. Une revue bibliographique des autres dorsales à taux d'expansion compris entre 4 et 7 cm/an montre que cette variabilité se retrouve partout que ce soit sur une même dorsale (dorsale de Juan de Fuca, dorsale Est-Pacifique au Nord de Rivera) ou d'une dorsale à l'autre. Ainsi, il est possible de dresser un bilan morphologique des dorsales à taux d'expansion moyen. La morphologie est :

- un dôme de 500 m à 10 km de large sur 300 à 800 m de haut dépourvu de graben axial : la dorsale du bassin Nord-Fidjien de 19°16'S à 19°58'S, le segment de dorsale au Nord-Est de la dorsale Explorer à 49°50'N, la dorsale des Galapagos à 85°50'N, où les taux d'expansion varient de 4 à 8 cm/an.

- un dôme avec un graben centré ou pas au sommet et dont la profondeur varie de 20 à 900 m : la dorsale Est-Pacifique à 23°N, la dorsale du bassin Nord-Fidjien de 18°34'S à 16°12'S et de 20°28'S à 19°46'S, la dorsale de Juan de Fuca à 48°N, la dorsale Explorer.

- plane avec de petits dénivelés de l'ordre de 50 à 100 m maximum où l'axe est représenté soit par un petit dôme de 50 à 100 m de haut sur 200 à 1000 m de large (dorsale Est-Pacifique à 21°N) soit par un graben de 500 à 3000 m de large et profond de 100 à 500 m (dorsale de Juan de Fuca à 48°30'N).

← Figure 104 : Carte bathymétrique de la dorsale Explorer, d'après Davis et al. (1984).

Ces dômes et ces grabens perchés ou non sont toujours encadrés par des failles à regard interne dont les dénivelés varient de 50 à 1000 m. Ces structures sont souvent symétriques. Des structures en relais de type "O.S.C." de taille équivalente à ceux de la dorsale Est-Pacifique (600 m à 30 km) se retrouvent aussi bien dans le bassin nord-fidjien que sur la dorsale de Juan de Fuca.

En comparant la dorsale Est-Pacifique à taux d'expansion rapide et les dorsales à taux d'expansion moyen, les mêmes caractères morphologiques se retrouvent au niveau de la forme et de la dimension des structures. Toutefois, les dorsales à taux d'expansion intermédiaire semblent présenter une variation de la morphologie plus importante et plus fréquente le long de l'axe. Enfin, certaines structures, comme les failles à regard interne, possèdent généralement des dimensions plus importantes sur les dorsales à taux d'expansion moyen que sur la dorsale Est-Pacifique.

L'activité hydrothermale est également présente sur ce type de dorsale à taux d'expansion intermédiaire. Les fluides ont des températures variant de quelques degrés à 310°C. Les sulfures ont les mêmes caractéristiques que ceux de la dorsale Est-Pacifique. L'activité est concentrée à l'axe sur une bande de largeur variant de 50 à 150 m (dorsale des Galapagos, Juan de Fuca, Explorer), à l'exception de la dorsale Est-Pacifique à 21°N où cette largeur atteint 200 à 500 m. Mais ces valeurs comprennent la l'ensemble de la largeur de la zone volcanique active, alors que des décalages de l'axe, à l'intérieur de cette zone, existent. L'activité hydrothermale doit donc être plus focalisée que les valeurs ne le laissent supposer. L'activité volcanique récente, sur toutes les dorsales, a environ 200 à 500 m de largeur.

La segmentation de la construction de l'axe semble varier de 10 à 25 km de longueur sur toutes les dorsales.

CHAPITRE QUATRIEME

LES DORSALES A TAUX D'EXPANSION LENT (1 à 5 cm/AN)

Les exemples de : la dorsale Médio-Atlantique Nord ;
la dorsale du Golfe de Tadjoura, et Mer Rouge ;
la dorsale de Reykjanes.

Le taux d'expansion des dorsales lentes selon McDonald (1982) varie de 1 à 5 cm/an. Leur morphologie est accidentée par des reliefs importants et présente une vallée axiale de profondeur variable (Menard, 1967 ; McDonald, 1982). L'exemple classique est la dorsale Medio-Atlantique (Heezen et Ewing, 1963 ; Van Andel et Bowin, 1968 ; Johnson et Vogt, 1973 ; Laughton *et al.*, 1975 ; Le Douaran, 1979). L'axe volcanique se situe sur le plancher interne de la vallée médiane (Arcyana 1975, 1978). D'autres dorsales de taux d'expansion similaire présentent une morphologie identique comme la zone centrale de la dorsale de Gorda (cf chapitre III) (Atwater et Mudie, 1968) et la dorsale de Carlsberg (Menard, 1967) ou différente comme la dorsale de Reykjanes (Menard, 1967) et la dorsale Explorer (cf chapitre III).

Dans ce chapitre, une étude de 38 profils bathymétriques transverses à l'axe de la dorsale Médio-Atlantique entre 10 et 40°N permet d'établir une liste des caractères morphologiques de cette dorsale. Ces données seront approfondies grâce aux études détaillées des zones "FAMOUS" et "TAG" et de la nouvelle zone hydrothermale à 23°N nommée "SNAKE".

Une seconde étude se situera sur la dorsale naissante du Golfe de Tadjoura, à proximité du point triple des Afars, sur laquelle des levés bathymétriques et des plongées en submersible CYANA ont été effectués. Une comparaison bibliographique avec d'autres dorsales à taux d'expansion équivalent (dorsale de Reykjanes ou Mer Rouge) permettra de dresser les caractères morphologiques des dorsales à taux d'expansion lent.

I - LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE

L'ouverture de l'Atlantique Nord entre 10 et 50°N débute entre le Permien et la fin du Lias (Olivet *et al.*, 1984). Le début de l'accrétion se situe à la fin du Lias (180 M.A.).

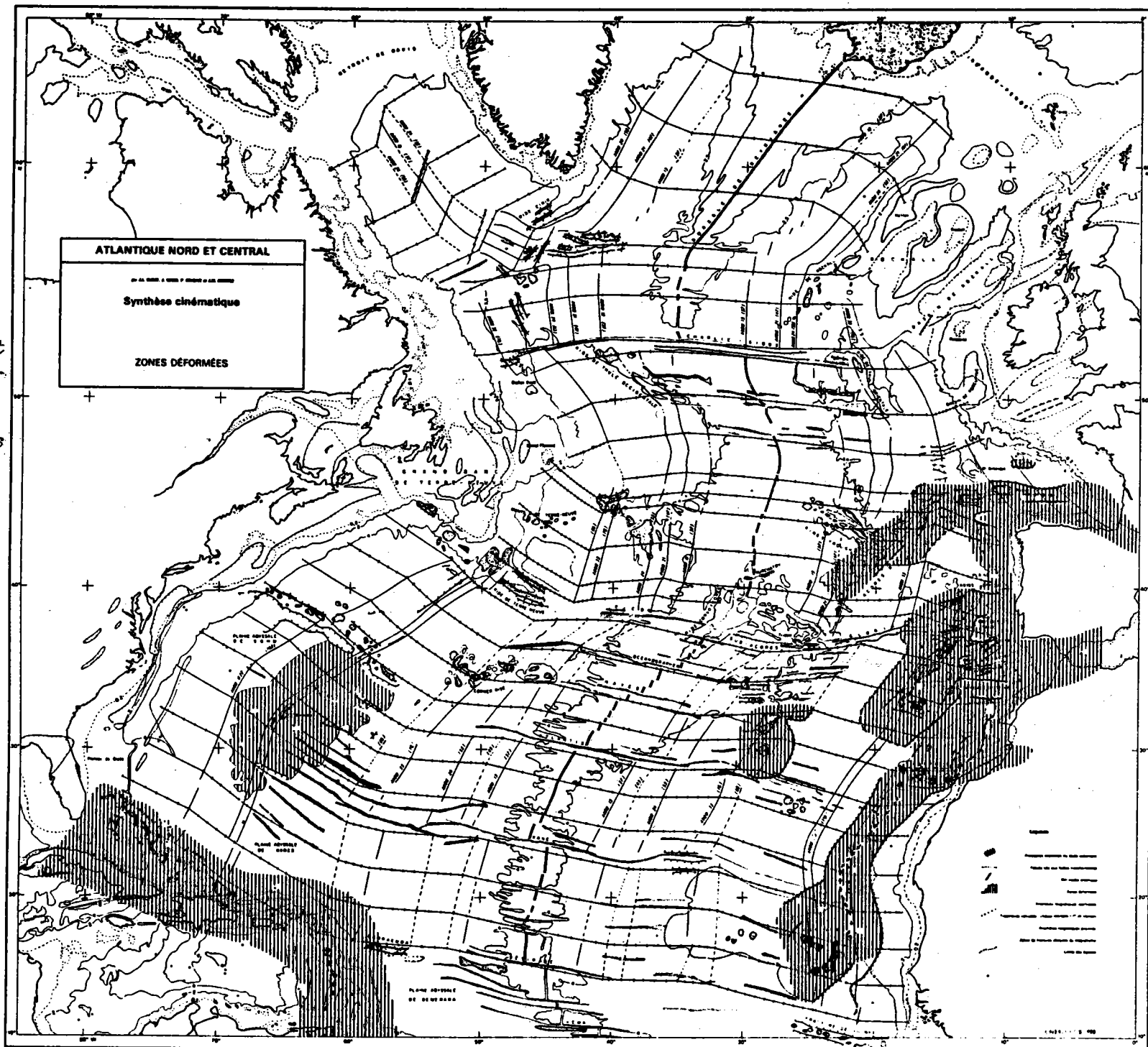
La physionomie actuelle de l'Atlantique Nord résulte du dernier changement d'orientation vers 43 M.A. (Olivet *et al.*, 1984). C'est à ce moment que commence à fonctionner le centre l'accrétion des Açores. La dorsale médio-Atlantique est un exemple pour la constance de sa situation. Le taux d'expansion actuel dans l'Atlantique Nord varie de 2 à 3,3 cm/an (Menard, 1967 ; Van Andel et Bowin, 1968 ; Phillips *et al.*, 1969 ; Aumento, 1972 ; Le Douaran, 1979), tout au long de la dorsale (Anderson *et al.*, 1973).

1 - Données morphologiques et géophysiques générales

a - morphologie générale

La dorsale Atlantique présente une forme en S entre 10°N et l'Islande (fig.105). L'orientation de la zone axiale est oblique en perpendiculaire aux directions d'ouverture. De nombreuses zones de fractures la sectionnent. Leur rejet varie de 100 à 350 km environ pour les plus importantes et descend jusqu'à 20 km pour les mineures (zone de fracture A dans la zone FAMOUS par exemple). Sur des coupes transverses, la profondeur de la dorsale passe de 2000 m dans sa partie axiale à plus de 5000 m entre 1200 et 1700 km de l'axe (Heezen et Ewing, 1963 ; Van Andel et Bowin, 1968). La morphologie très accidentée est marquée par des rides et des dépressions parallèles à l'axe, atteignant par endroits un dénivelé de près de 2000 m (Van Andel et Bowin, 1968 ; Johnson et Vogt, 1973 ; Laughton *et al.*, 1975). Le domaine axial consiste en général en une vallée profonde de plus de 1000 m bordée par deux rides parallèles de part et d'autre de l'axe

Figure 105: Carte cinématique de l'Océan Atlantique Nord et Central à l'état actuel d'après Olivet et al. (1984). Y sont représentées les trajectoires calculées de l'ouverture, les principales anomalies magnétiques et les grandes structures océaniques.



b - caractéristiques géophysiques

Dans cette compilation, seules les données existant sur le domaine axial de la dorsale médio-Atlantique sont prises en considération. Toutefois, les résultats obtenus sur un profil de sismique-réflexion effectué sur 900 km environ à l'Ouest de la dorsale seront présentés.

Sismique réfraction

En admettant les généralités sur les vitesses sismiques de la lithosphère océanique détaillées au paragraphe II 1 c, les résultats de sismique réfraction sur les zones à 37°N et 45°N montrent que les vitesses sismiques dans la couche 2 s'étalent de 3,5 à 5,4 km/s traduisant une épaisseur de 1,6 à 3 km (Keen et Tramontini 1970 ; Fowler et Matthews, 1974 ; Fowler, 1976). La différence de composition minéralogique des basaltes de cette couche (Hékinian *et al.*, 1976) n'influe pas sur les vitesses sismiques (Schreiber et Fox, 1976). A l'axe, la couche 2 repose soit directement sur un ensemble dont la vitesse sismique varie entre 7,2 et 7,9 km/s comme à 37°N (Fowler et Matthews, 1979 ; Fowler, 1976) soit sur la couche 3 de vitesse sismique égale à 6,6 km/s et épaisse de 2,4 km comme à 45°N (Keen et Tramontini, 1970). La couche 3 repose sur le manteau (vitesse sismique 7,6 à 7,9 km/s) à environ 8 km sous l'axe (Keen et Tramontini, 1970 ; Fowler, 1976). La transition croûte-manteau atteint ainsi environ 2 km d'épaisseur. La vitesse de 7,2 km/s, anormale pour le manteau, correspondrait selon certains auteurs à une petite poche magmatique de 1 à 2 km de large maximum remontant jusqu'à 1 km sous l'axe (Nisbet et Fowler, 1978). La profondeur du Moho varie d'environ 3 km selon les endroits (Keen et Tramontini, 1970). White et Whitmarsh (1984) interprètent ces variations de profondeur comme une anisotropie due à la présence de fractures dans la croûte. A 10 km de part et d'autre de l'axe, les couches 2 et 3 sont toujours présentes avec une épaisseur de 6 à 7 km reposant sur un manteau normal (vitesse sismique = 7,9 à 8,1 km/s) (Keen et Tramontini, 1970 ; Fowler et Matthews, 1974 ; Fowler, 1976).

Un profil effectué à 160 km à l'axe à la latitude 24°N (croûte âgée de 9 M.A.) permet de mettre en évidence l'épaisseur des couches 2 et 3 (White et Purdy, 1983). La couche 2, avec un gradient de vitesse entre

3,6 et 5,5 km/s, atteint environ 2 km d'épaisseur. La transition au niveau du Moho peut atteindre 2 km d'épaisseur. Au-delà, la vitesse de 8 km/s est caractéristique d'un manteau supérieur normal (White et Purdy, 1983).

Sismique réflexion

Aucune étude de sismique réflexion n'a été effectuée sur l'axe de la dorsale. Toutefois, un profil situé à environ 300 km à l'Ouest de l'axe entre 25° et 30°N montre que la croûte (couche 2 et couche 3) a une épaisseur constante de 5 à 6 km avec une vitesse sismique moyenne de 6 km/s (Mutter *et al.*, 1985).

Entre les zones de fracture, le Moho se trouve à une profondeur variant entre 6 et 8 km sous le plancher océanique -données en accord avec Lewis (1983)-. La variation de profondeur détermine une zone de transition limitée à son toit par un horizon sismique appelé l'horizon R. Dans cette transition, les vitesses sismiques se situent entre 5 et 8 km/s et restent imprécisément déterminées. Mutter *et al.* (1985) émettent l'hypothèse que cette zone de transition pourrait être due à la présence d'une chambre magmatique sous l'axe à l'époque de la formation de la croûte. On peut remarquer que cette chambre se situerait ainsi à la transition croûte-manteau et ne correspondrait pas aux chambres magmatiques admises actuellement sous certaines dorsales.

Séismicité

Tous les auteurs s'accordent pour dire que la séismicité de la dorsale médio-Atlantique n'est pas limitée aux zones de fractures comme sur la dorsale Est-Pacifique. Il existe des séismes également dans la vallée médiane à l'axe de la dorsale où tous les mécanismes au foyer démontrent un fonctionnement en failles normales (Francis, 1968 ; Francis et Porter, 1971, 1972, 1973 ; Reid et McDonald, 1973 ; Einarsson, 1979 ; Huang *et al.*, 1986). La séismicité se répartit principalement dans une bande située entre 4 et 12 km de l'axe (Francis et Porter, 1973) ou est même parfois concentrée uniquement sur le plancher interne de la vallée (Francis, 1974 ; Huang *et al.*, 1986). Quelques séismes peu importants ont

lieu entre 25 et 55 km de l'axe (Francis et Porter, 1973). La profondeur des séismes varie entre 1,2 et 3 km sous la zone axiale (Francis et Porter, 1973 ; Huang *et al.*, 1986). Loin de l'axe, ils ne dépassent jamais 10 km de profondeur (Solomon et Burr, 1979 ; Bergman et Solomon, 1984). Le fonctionnement en failles normales établi selon les études des mécanismes au foyer des séismes des murs de la vallée médiane, leur localisation limitée à ces escarpements, leur valeur en magnitude (5,6), leur faible profondeur montrent une analogie avec l'effondrement en caldera du centre du volcan Fernandina des Iles Galapagos (Francis, 1974).

Gravité

Les profils d'anomalies à l'air libre observés à travers la dorsale médio-Atlantique font ressortir deux phénomènes suivant la longueur d'onde considérée. Pour les longueurs d'ondes supérieures à 100 km, l'anomalie à l'air libre met en évidence la subsidence thermique de la lithosphère (Lamar-Worzel, 1965 ; Van Andel et Bowin, 1968 ; Sleep, 1969 ; Lambeck, 1972 ; Sclater *et al.*, 1975 ; Mc Kenzie et Bowin, 1976). En revanche, pour les longueurs d'ondes inférieures à 50 km, l'anomalie à l'air libre est fortement corrélée à la topographie.

Les calculs d'admittances permettent de montrer que la vallée axiale n'est pratiquement pas compensée. Le calcul de profils résiduels, obtenus à partir des modèles d'admittance, montrent une anomalie résiduelle négative de faible amplitude (mais significative 10 à 20 mgal) au niveau de la vallée axiale de la dorsale sur certains segments (Van Andel et Bowin, 1968 ; Woodside, 1972 ; Cochran, 1979 ; Collette *et al.*, 1980). Ces auteurs en déduisent que la vallée axiale n'est pas dans le même équilibre que les flancs, c'est-à-dire que les murs de la vallée et les vallées annexes seraient dans un état d'équilibre isostatique, au contraire de la vallée axiale. Il faut cependant considérer que les calculs d'admittance sont faits au 1^{er} ordre et que les profils synthétiques sont représentatifs d'une bathymétrie située au niveau moyen de la vraie profondeur d'eau. La largeur infinie de la couche considérée pour le calcul provoque une incertitude sur l'admittance lorsque des variations de petites longueurs d'onde longitudinale à l'axe existent (Mc Kenzie et Bowin, 1976). D'autre part, les anomalies synthétiques ne sont

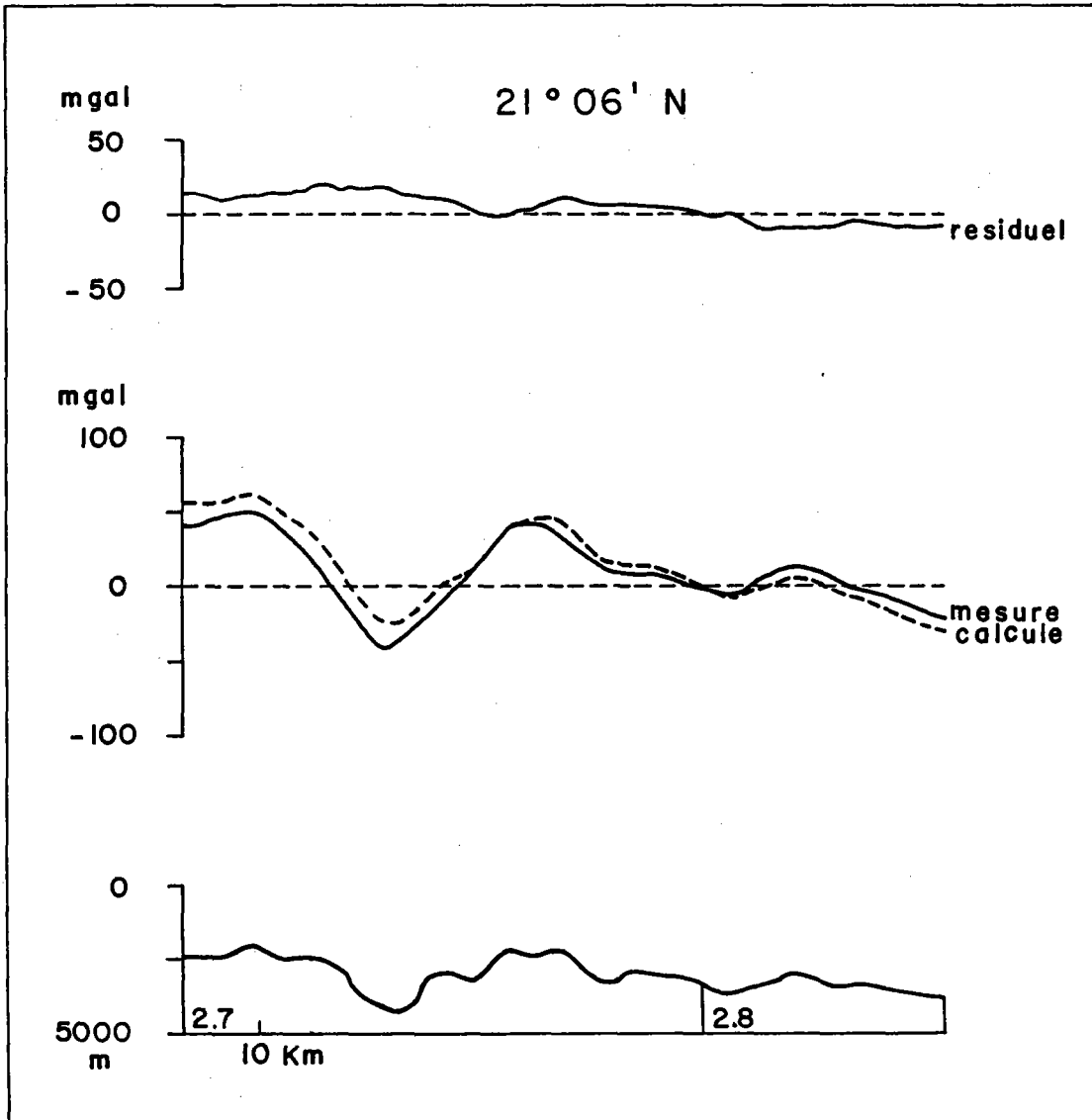


Figure 106 : Modélisation de l'anomalie à l'air libre à partir d'un profil bathymétrique transverse à l'axe de la dorsale medio-Atlantique (autour de 21°N). La densité de la croûte varie de 2,7 à 2,8 entre le domaine axial élargi et les flancs de la dorsale. Cette différence peut s'interpréter en terme de fracturation du basalte plus importante à l'axe ou d'un refroidissement et d'un comblement des failles en dehors du domaine axial. L'anomalie résiduelle peut être considérée comme peu différente de zéro. Ce modèle a été établi avec l'aide de B. Marsset et D. Gibert.

réellement comparables aux anomalies observées que lorsqu'elles sont corrigées de la variation régionale de la bathymétrie (Bowin et Milligan, 1985). Ces auteurs montrent alors que l'anomalie négative résiduelle observée précédemment à l'axe disparaît, ou du moins est comparable à celle des vallées annexes sur les flancs de la dorsale. Ainsi, la réponse isostatique à cette longueur d'onde considérée est la même sur toute la dorsale. Il s'ensuit comme conclusion qu'il n'existe aucun réajustement isostatique aux longueurs d'onde considérées (~ 20 km). Afin de tester ces conclusions, nous avons modélisé complètement la topographie d'un profil transverse ($21^{\circ}06'N$) et avons calculé l'anomalie gravimétrique créée par ce relief (fig.106). Ce calcul direct présente l'avantage d'être aussi précis que ceux de Bourin et Milligan (1985). Le profil résiduel obtenu (fig.106) ne montre pas d'anomalie négative à l'aplomb de la vallée axiale. La pente de l'anomalie résiduelle doit certainement provenir de la distance géoïde-ellipsoïde de référence, qui n'est pas corrigée (Gibert, communication personnelle).

Conclusion

Les caractéristiques géophysiques de la dorsale médio-Atlantique sont les suivantes :

- pas d'évidence de chambre magmatique ou très réduite en dimension (< 1 km)
- l'épaisseur de la croûte varie de 6 à 8 km à l'axe et reste constante en s'éloignant de l'axe
- les séismes sont superficiels (moins de 3 km de profondeur), localisés dans la vallée axiale ou même sur le plancher interne et de magnitude maximum 5 à 6. Ils correspondent à des mouvements en failles normales et peuvent être assimilés à un effondrement de type caldera.
- l'anomalie à l'air libre observée sur une courte longueur d'onde (< 50 km) transversalement à la dorsale est due uniquement à l'effet de la topographie. Aucun réajustement isostatique n'a lieu à cette échelle.

2 - Morphologie longitudinale de l'axe

La dorsale medio-Atlantique présente des variations de profondeur de plus de 3000 m à l'âge zéro (Anderson *et al.*, 1973 ; Vogt, 1976 ; Cochran et Talwani, 1977 ; Le Douaran, 1979 ; Le Douaran et Francheteau, 1981).

Trois types de longueurs d'onde sont concernés par ces variations de profondeur :

- les grandes longueurs d'onde (> 1000 km), liées par exemple à la présence du point triple des Açores ou à l'Islande (Anderson *et al.*, 1973 ; Cochran et Talwani, 1977 ; Menard et Dorman, 1977 ; Le Douaran, 1979 ; Le Douaran et Francheteau, 1981),
- les longueurs d'onde de l'ordre de 500 km (Le Douaran, 1979 ; Le Douaran et Francheteau, 1981),
- et les longueurs d'onde inférieures à 200 km (Le Douaran, 1979 ; Le Douaran et Francheteau, 1981).

a) Méthodologie

La coupe longitudinale présentée sur la figure 107 donne la profondeur maximale du domaine axial, c'est-à-dire la profondeur maximale du graben le plus proche de l'axe ou à l'axe, en chaque point le long de la dorsale. Le domaine axial est déterminé soit par les anomalies magnétiques dans le cas des données de détail (zones FAMOUS, 45°N, 26°N, 23°N, et les données des campagnes VEMA (1977) et MAPCO (1979) du N.O. Jean Charcot), soit par la localisation du sommet de la dorsale sur les cartes bathymétriques.

Cette coupe s'étend de l'Islande à 46°S. Elle représente une compilation des données publiées dans les zones FAMOUS (36°N) (Renard *et al.*, 1975 ; Williams *et al.*, 1977), TAG (26°N) (Mc Gregor et Rona, 1975), de 22° à 23°N (Van Andel et Bowin, 1968 ; Detrick *et al.*, sous presse), de 47°N à 51°N (Johnson et Vogt, 1973), de 12°N à 15°N (Collette *et al.*, 1979), de 10°N à 50°N (Le Douaran et Francheteau, 1981), les profils bathymétriques des campagnes VEMA (Le Douaran, 1979) et MAPCO (Bougault, Olivet, non publié), d'une coupe longitudinale de 10°N à 40°N (Needham, communication personnelle), et des cartes bathymétriques de l'Atlantique nord (Laughton *et al.*, 1982 ;

Searle *et al.*, 1982) et de l'Atlantique sud (Heezen et Tharp, 1978).

b) Les données

L'analyse de cette coupe (fig.107) fait apparaître deux longueurs d'onde au lieu des trois définies auparavant :

- les grandes longueurs d'onde (> 1000 km)
- les petites longueurs d'onde (< 100 km), dans lesquelles des anomalies existent entre 10°N et 17°N, et à 3°N, où les longueurs des structures atteignent environ 200 km.

- Les grandes longueurs d'onde (> 1000 km)

Trois ensembles caractérisent ces longueurs d'onde. Deux se situent dans l'Atlantique nord, un dans l'Atlantique sud. Dans l'Atlantique nord, un bombement est associé à l'Islande et descend ensuite jusqu'à 4500 m de profondeur au niveau de la zone de fracture Charlie Gibbs. L'autre bombement caractérise le point triple des Açores (2000 m de profondeur). Il est limité au Nord par la zone de fracture Charlie Gibbs et au Sud par la zone de fracture Kane (5000 m de profondeur). Dans l'Atlantique sud, un léger bombement entre 22°S et 45°S, passant de 4000 m de profondeur (à 22°S et 45°S) à 2000 m à 34°S, montre l'existence de cette longueur d'onde dans cette partie de l'océan.

Ces grandes longueurs d'onde se retrouvent sur les dorsales de l'Océan Indien mais restent méconnues sur les autres dorsales (Anderson *et al.*, 1973).

- Les petites longueurs d'onde (< 100 km)

Les longueurs des segments, dans cet ensemble, varient de 20 à 100 km. Les dénivellations sont de l'ordre de 200 à 2000 m. Les dépressions, entre ces hauts topographiques, se situent essentiellement aux intersections avec les zones de fracture. Les dénivelés les plus importants sont situés au niveau des zones de fracture de grandes dimensions (Charlie Gibbs, Atlantis, Kane, 15°N, Vema, etc...). La largeur de la dépression peut alors atteindre plusieurs dizaines de kilomètres.

Ce sont les dénivelés associés à ces longueurs d'onde qui confèrent un style morphologique longitudinale différent entre la dorsale de

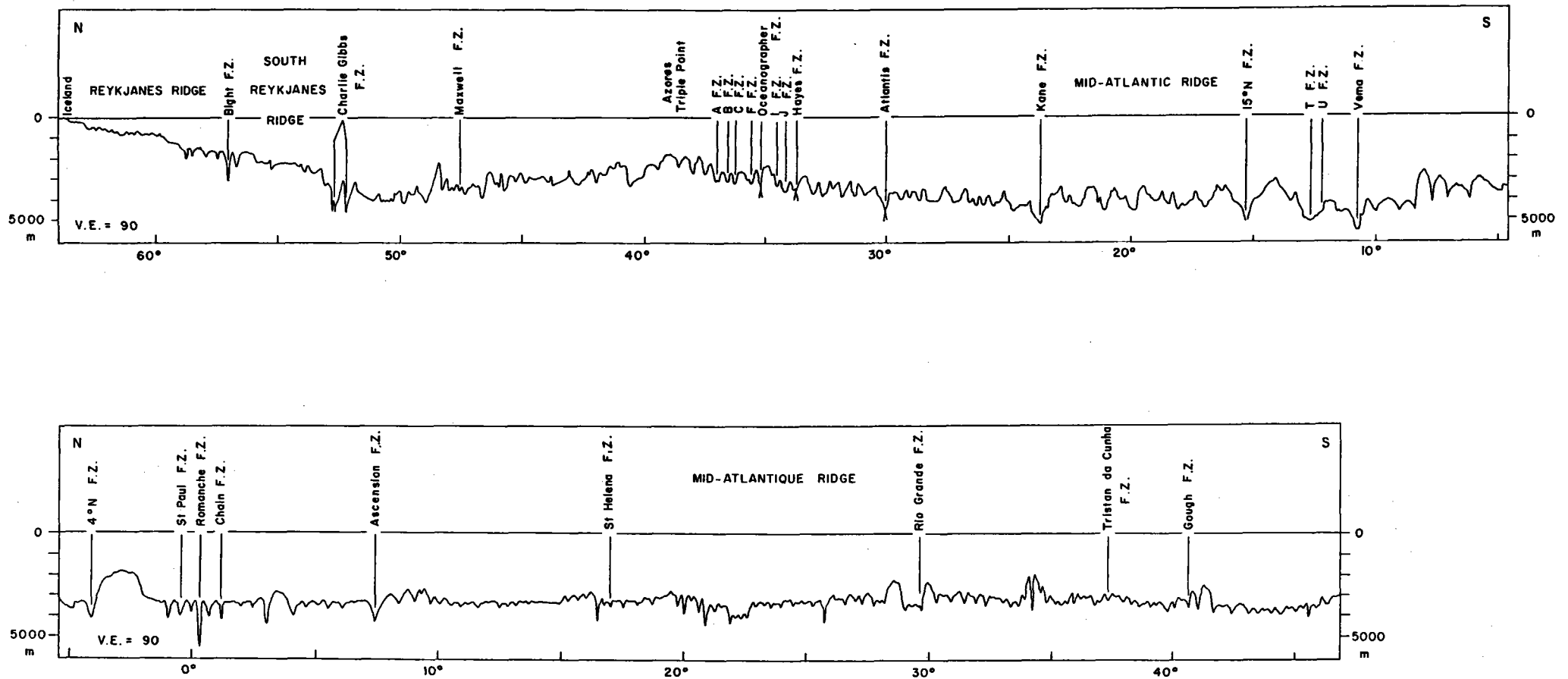


Figure 107: Coupe bathymétrique longitudinale à âge zéro de la dorsale Médio-Atlantique Nord et Sud. Cette coupe est une synthèse des données suivantes existantes sur l'Atlantique : 36°N (Renard et al., 1975 ; Williams et al., 1977) ; 26°N (McGregor et Rona, 1975) ; de 22° à 23° N (Van Andel et Bowin, 1968 ; Detrick et al., sous presse) ; de 47°N à 51°N (Johnson et Vogt, 1973) ; de 12°N à 15°N (Collette et al., 1979) ; de 10°N à 50°N (Le Douaran et Francheteau, 1981), les profils bathymétriques des campagnes Vema (1977) (Le Douaran, 1979) et Mapco (Bougault, Olivet, non publié), d'une coupe longitudinale de 10°N à 40°N (Needham, comm. personnelle) (cette coupe a servi de référence pour l'exagération verticale) et des cartes bathymétriques de l'Atlantique Nord (Laughton et al., 1982 ; Searle et al., 1982) et de l'Atlantique Sud (Heezen et Tharp, 1978).

l'Atlantique nord et celle de l'Atlantique sud. En effet, la dorsale de l'Atlantique nord présente des dénivelés de 500 à 1000 m en général, entre les sommets des hauts topographiques et les intersections avec les zones de fracture de part et d'autre. Sur la dorsale atlantique sud, les dénivelés sont généralement moins importants (200 à 500 m) pour une grande partie des segments. Cette morphologie peu accidentée dans l'Atlantique sud est comparable à celle de la dorsale Est-Pacifique (fig. 30). Seuls quelques segments au dénivelé plus important (1000 m), autour des zones de fracture Rio Grande, 34°S, 41°S), rompent cette morphologie.

- les "anomalies"

L'ensemble des hauts topographiques définis auparavant concernent des longueurs de segments de 20 à 100 km. Les "anomalies", situées essentiellement entre l'Equateur et 17°N, définissent des longueurs de segments variant entre 100 et 250 km. Deux segments peuvent être distingués : le segment centré sur 14°N et celui centré sur 3°N. Leur dénivelé est de plus de 2000 m pour une longueur de 230 à 250 km. Les dénivellations des autres segments sont du même ordre de grandeur que les segments de petites longueurs d'onde.

c) Relation avec les variations géochimiques, gravimétriques et du géoïde

Des relations existent entre la bathymétrie et les valeurs de certains rapports géochimiques, d'anomalies gravimétriques à l'air libre et des variations d'altitude du géoïde.

- Les variations géochimiques

Ce sont des relations régionales qui existent entre la bathymétrie de la dorsale à âge zéro et les paramètres traduisant l'hétérogénéité du manteau. Ainsi, des rapports élevés en La/Sm, Nb/Zr, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se corrélaient avec l'Islande, le point triple des Açores, 14°N et peut être 3°N (Schilling, 1975, 1985 ; Bougault, 1980 ; Bougault et Treuil, 1980 ; Hamelin *et al.*, 1984 ; Schilling *et al.*, 1985b ; Bougault *et al.*, soumis).

D'autres rapports élevés en Nb/Zr, La/Sm, $Pb^{6\cdot7\cdot8}/Pb^4$ se situent à 10°S, 16°S, 33°S, 38°S et 40°S (Schilling *et al.*, 1985b ; Hanan *et al.*, 1986). Ces rapports ne semblent pas correspondre à des anomalies de profondeur à l'âge zéro sur la dorsale.

- Anomalies gravimétriques à l'air libre

Des variations de l'ordre de 50 milligals sont observées en relation étroite avec la bathymétrie à grande longueur d'onde. Des anomalies positives se situent au niveau de l'Islande, du point triple des Açores et entre 10°N et 10°S (Anderson *et al.*, 1973 ; Cochran et Talwani, 1977 ; Le Douaran et Francheteau, 1981). L'anomalie négative la plus importante se situe autour de 10°N-15°N (Anderson *et al.*, 1973). Dans l'Atlantique sud, la valeur de l'anomalie gravimétrique augmente régulièrement entre 10°S et 50°S, passant de 0 à +10 milligals (Anderson *et al.*, 1973).

- Anomalies du géoïde

Un travail récent de Bowin *et al.* (1984) a permis d'établir des relations entre les variations de la valeur du rapport La/Sm et les variations d'altitude du géoïde par rapport à un ellipsoïde de référence. Cette dernière est élevée au niveau de l'Islande, du point triple des Açores, de 3°N, des zones de fracture Ascension et Tristan Da Cunha.

D'une façon globale, une pente positive Nord-Sud existe pour l'ensemble du géoïde par rapport à l'ellipsoïde.

d) Discussion

Des corrélations régionales existent entre les valeurs données par les différentes méthodes d'approche (géochimique et géophysique) et la bathymétrie de la dorsale à l'âge zéro.

Dans l'Océan Atlantique nord, les valeurs élevées de certains rapports géochimiques se corrélaient bien avec la bathymétrie (Islande, point triple des Açores, 14°N et éventuellement 3°N). Cette corrélation se retrouve avec des valeurs élevées de l'altitude du géoïde et de l'anomalie à l'air libre, à l'exception toutefois de 14°N. Ce segment de 14°N semble correspondre à un probable point triple, récemment mis en évidence par Roest et Collette (1986).

Dans l'Atlantique sud, les relations entre les rapports géochimiques et la bathymétrie ne sont pas évidentes. Par contre, une corrélation existe entre les rapports géochimiques, les valeurs du géoïde et de l'anomalie à l'air libre. Cependant, la coupe bathymétrique est mal contrainte dans cette partie de l'océan à cause du manque de données précises. Des données complémentaires sont indispensables pour établir de façon certaine l'existence ou non de relations entre les données géochimiques ou géophysiques et la bathymétrie.

Les valeurs élevées des rapports géochimiques sont interprétées en terme d'hétérogénéité du manteau (30 à 40 km de profondeur), hétérogénéité qui aurait une relation avec d'éventuels "points chauds" (Islande, Açores) (Schilling, 1975 ; Vogt et Johnson, 1975 ; Vogt, 1976 ; Bowin *et al.*, 1984 ; Schilling *et al.*, 1985b). Ces hétérogénéités pourraient provenir d'évènements, ou de sources, plus profondes (de l'ordre de 80 km) (Anderson *et al.*, 1973), les remontées de matériel du manteau inférieur s'effectuant différemment entre les dorsales lentes et les dorsales rapides (Allègre *et al.*, 1984). De façon générale, elles auraient une influence sur la convection thermique (Anderson *et al.*, 1973 ; Bowin *et al.*, 1984).

Les résultats obtenus dans ce travail montrent que les longueurs d'onde intéressées par des hétérogénéités varient de plusieurs milliers de kilomètres (point triple des Açores, Islande) à 200 km (14°N, 3°N), et peut-être encore moins au niveau de l'Atlantique sud. Ainsi, il est possible d'admettre que les variations de la bathymétrie à grandes longueurs d'onde peuvent avoir pour origine des phénomènes mantelliques, qui prendraient naissance jusqu'à 80 km de profondeur. Pour les variations à plus petites longueurs d'onde (200 km), une origine à 80 km semble difficile à imaginer. Ainsi, pour mieux cerner le problème, il serait intéressant de regarder l'évolution cinématique des plaques dans les régions considérées (Islande, Açores, 14°N, 3°N, Ascension, Tristan Da Cunha...) pour rendre compte des signatures morphologique, géochimique, structurale et géophysique. Un point fondamental serait de regarder quelle est la part des phénomènes superficiels (volcanisme, tectonique) pour la construction de la morphologie de ces reliefs.

3 - Morphologie transverse à l'axe

L'étude de la dorsale médio-Atlantique porte essentiellement sur sa morphologie longitudinale ou transverse. Ce paragraphe sera consacré à une étude qualitative de la morphologie transverse à l'axe, à partir de profils bathymétriques Seabeam et de profils magnétiques, effectués lors des campagnes Vema (1977) et Mapco (1979) du N.O. Jean Charcot (Annexe 5). La localisation de la zone axiale est obtenue par la superposition des profils magnétiques avec les coupes bathymétriques correspondant au faisceau central du Seabeam. Les données des dragages effectués lors de ces campagnes permettent, dans certains cas, de conforter le positionnement précis de l'axe. Trente et une coupes ont été ainsi étudiées, auxquelles sont adjointes sept coupes bathymétriques du domaine axial uniquement. Le positionnement de l'ensemble de ces coupes est donné sur la figure 108. Le domaine axial varie de 15 à 25 km de largeur suivant les coupes considérées. Il correspond approximativement à l'anomalie magnétique centrale.

a) La morphologie hors du domaine axial

Vingt quatre coupes, dont 14 sont représentées sur la figure 108, les dix autres se retrouvant sur les figures 109, sont utilisées pour étudier la morphologie hors du domaine axial. Ces coupes permettent d'observer la morphologie de la dorsale jusqu'à 100 km de distance de l'axe, correspondant ainsi à une croûte âgée d'environ 10 M.a.

Chaque coupe n'est pas traitée individuellement. Seule une vue d'ensemble, synthétique, de certains caractères morphologiques est exposée. Elle permet de mettre en évidence les variations de la morphologie de la valeur angulaire des pentes et de leurs dénivellations caractérisant les reliefs hors axe.

- Les pentes à regards externes

Ces pentes se caractérisent par trois facteurs : leur dénivellation, leur angle de plongement et leur forme. La valeur de leur dénivelé varie de 100 m à 1000 m environ. Elle n'augmente ni ne diminue relativement à

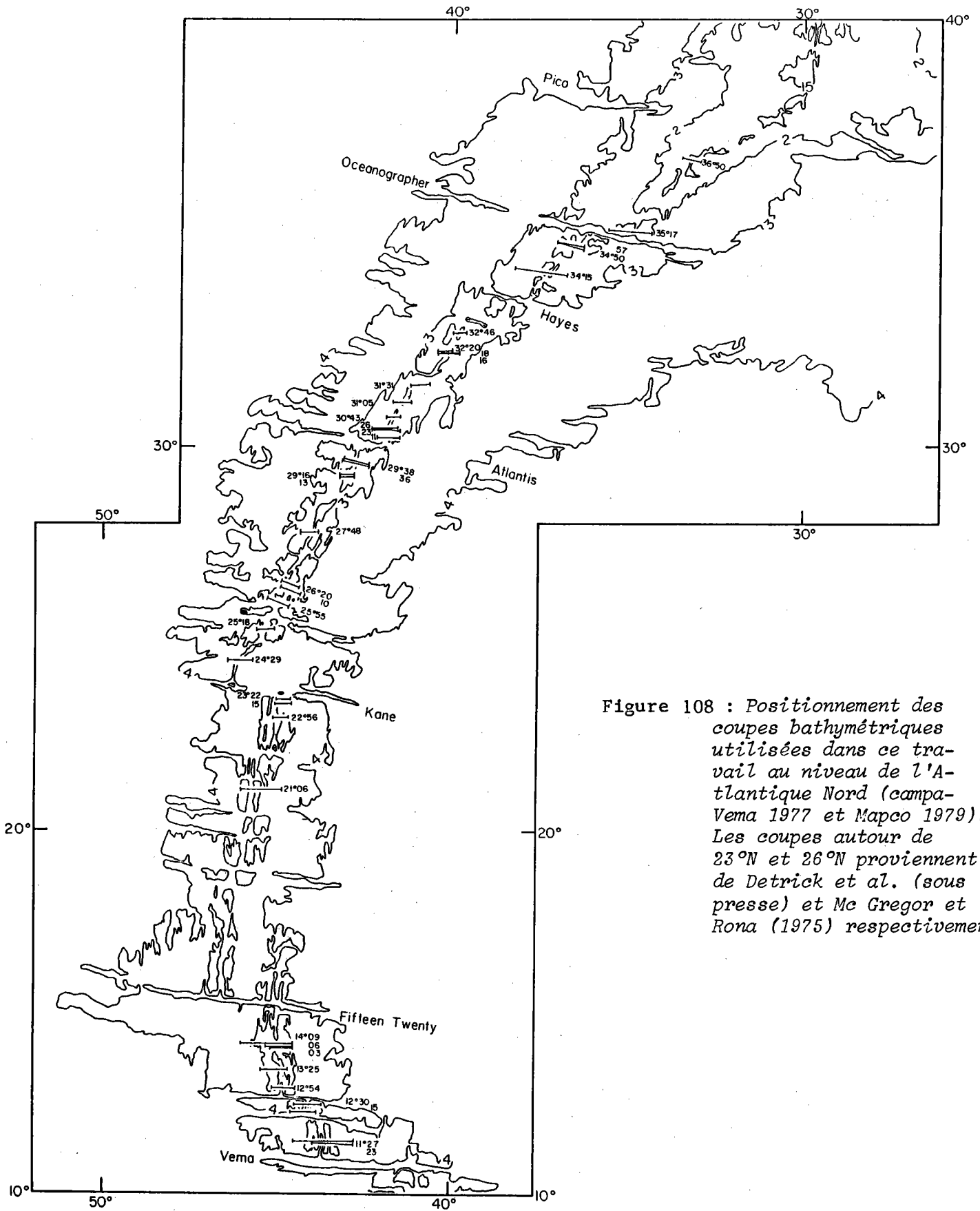


Figure 108 : Positionnement des coupes bathymétriques utilisées dans ce travail au niveau de l'Atlantique Nord (campagne Vema 1977 et Mapco 1979). Les coupes autour de 23°N et 26°N proviennent de Detrick et al. (sous presse) et Mc Gregor et Rona (1975) respectivement.

la distance à l'axe. Ces dénivelés s'effectuent sur 1 ou une dizaine de kilomètres. Leur angle de plongement varie de 100 % (45°) à 5 % (3°). La valeur de cet angle s'applique quelle que soit la valeur du dénivelé. Les valeurs de 45° sont exceptionnelles ($12^\circ 15'N$, $27^\circ 48'N$, $30^\circ 48'N$, $30^\circ 26'N$) (fig. 109). La valeur moyenne se situe entre 5 % et 15 % (3° à $8,5^\circ$). Cette valeur est indépendante de la distance à l'axe (Le Douaran, 1979). Ce dernier point montre que la basculement des blocs, indispensable pour la réalisation du modèle de Tapponnier et Francheteau (1978) n'existe pas.

Le dernier point concerne leur forme. Pour essayer d'identifier la nature de ces pentes, une analogie avec les observations sur les pentes externes des reliefs de la dorsale Est-Pacifique est indispensable. La forme des pentes en Atlantique est identique à celles du Pacifique au niveau de la bathymétrie (faisceau central et profil Seabeam). De ce fait, il est possible que les pentes à regards externes des reliefs de la dorsale Médio-Atlantique correspondent à des formations construites par l'activité volcanique, quelle que soit leur dénivellation.

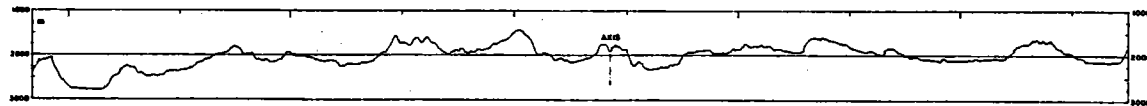
- Les pentes à regards internes

Les dénivelés atteignent les mêmes dimensions que ceux des pentes externes. Toutefois, les pentes cernant l'axe de la dorsale sont en général de plus grande amplitude. Ces pentes seront étudiées plus en détail dans le paragraphe concernant le domaine axial. La valeur de ces dénivelés n'augmente ni ne diminue en fonction de la distance à l'axe. Leur angle de plongement est plus important que celui des pentes externes. Il varie de 15 % environ à 100 % (45°). Les valeurs moyennes oscillent entre 40 et 50 % (20 à 30°).

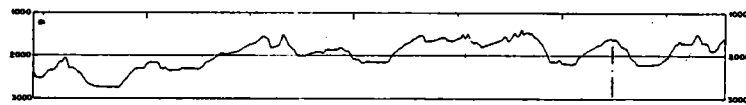
Leur aspect morphologique est en général équivalent à celui des pentes internes observées à $14^\circ N$ sur la dorsale Est-Pacifique. Ainsi, ces pentes abruptes correspondraient à des plans de failles. Dans le détail, les pentes ne sont pas constituées d'un seul escarpement mais d'une succession de gradins avec des replats de largeur très limitée (moins de 200 m en général). Il existe quelques grandes failles (plusieurs centaines de mètres de dénivelé) de pente abrupte à leur sommet et dont l'inclinaison diminue en se rapprochant du bas de l'escarpement. Il pourrait s'agir de failles à fort rejet avec un talus d'éboulis à leur pied. Les petits escarpements de 50 à 200 m de dénivellation possèdent les mêmes caractéristiques.



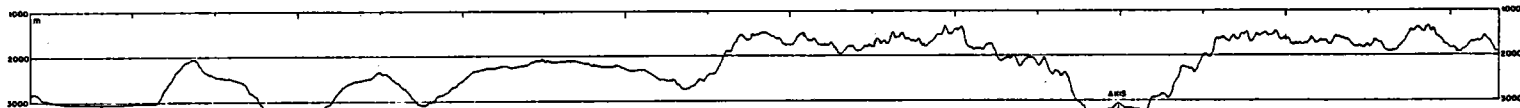
35°17'N



34°57'N



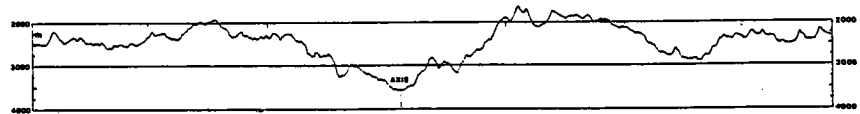
34°50'N



34°15'N

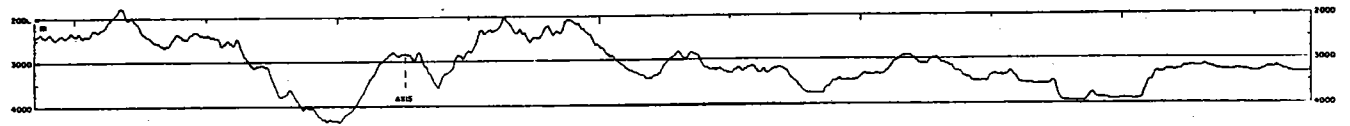


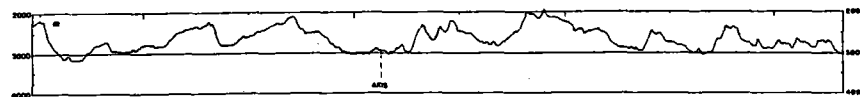
30°23'N



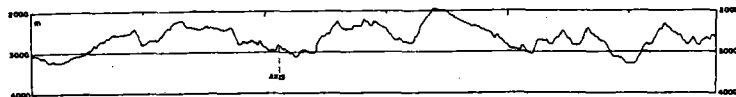
29°36'N

21°06'N





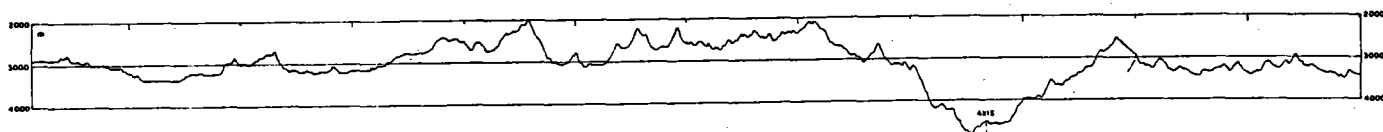
14°09' N



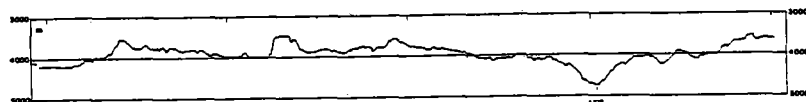
14°03' N



13°25' N

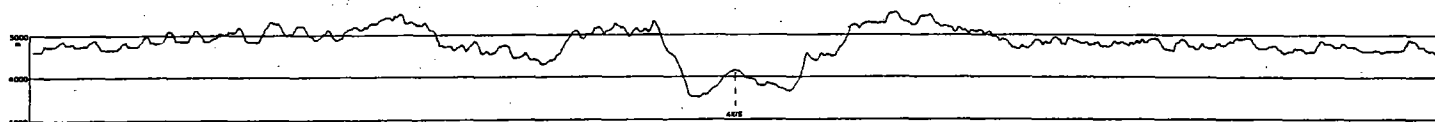


12°30' N



12°15' N

11°27' N



11°23' N

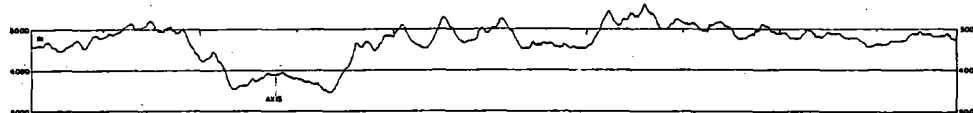


Figure 109 : Profils bathymétriques (faisceau central du Seabeam), transverse à l'axe de la dorsale Médio-Atlantique entre 10° et 40°N (fig.) (Campagnes Vema 1977 et Mapco 1979). (Exagération verticale = 4). L'axe est positionné suivant les critères définis dans le texte.

b) âge des structures

Les reliefs (rides et dépressions) limités par les pentes externes et internes décrites auparavant se succèdent dans l'espace perpendiculairement à l'axe. L'âge de ces structures peut être déterminé à l'aide des anomalies magnétiques. Ainsi cinq profils ont été modélisés (Le Quentrec, en préparation) pour essayer de positionner les structures d'aimantation le plus précisément possible. Un travail précédent de Le Douaran (1979) était trop imprécis quant à la superposition des anomalies. La limite des blocs aimantés (inversion de polarité) peut ainsi être appréhendée avec une précision de l'ordre de 2 km. Cette précision correspond à la zone de transition des polarités qui atteint une largeur de 2 km dans la plupart des cas, que ce soit sur les dorsales lentes (Mc Donald, 1977) ou les dorsales à taux intermédiaires (Mc Donald *et al.*, 1983).

Les blocs aimantés atteignent 400 m d'épaisseur dans les modèles présentés et se situent à des profondeurs comprises, selon les profils, entre 3000 et 4600 m. Pour obtenir une information sur l'âge de la croûte et le positionnement précis de celle-ci (avec l'incertitude signalée auparavant), l'anomalie est figurée par un trait continu sous le profil bathymétrique (fig. 110). Cette visualisation permet de comparer les différentes zones de même âge entre elles, comparaison essentiellement axée sur leur morphologie et leur profondeur. Ces deux caractéristiques sont essentielles pour la compréhension de la construction de la croûte océanique et son histoire depuis sa formation.

Sur les cinq profils étudiés (fig. 110), situés à des latitudes différentes les structures de même âge, sur un même profil, se situent aux mêmes profondeurs. Sur les 22 points correspondant aux inversions de polarité magnétique de la croûte et qui peuvent être comparés avec leur symétrie, trois posent problème. En effet, sur le profil 34°57'N, à l'anomalie J (Jaramillo) la croûte possède des profondeurs différentes de part et d'autre de l'axe. Toutefois, l'anomalie J est en général une anomalie mal contrainte sur les profils magnétiques. Un autre cas se situe sur le profil 14°03'N (fig. 110) où une profondeur différente de la croûte s'observe au début de l'anomalie 2.

Quelle est la signification de ces résultats ?

L'existence de part et d'autre de l'axe de croûte océanique de même âge située à la même profondeur (à 100 m près) peut s'expliquer des deux façons suivantes :

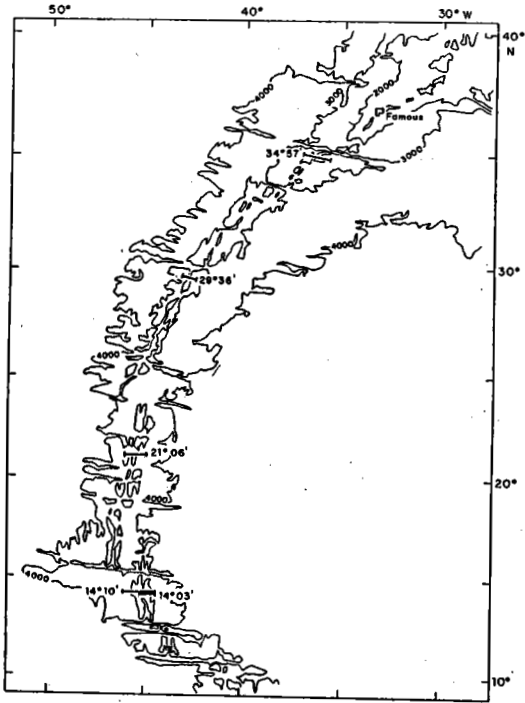
1. les événements tectoniques que la croûte océanique a subis depuis sa formation sont identiques de part et d'autre de l'axe, sur deux plaques différentes
2. la profondeur actuelle de la croûte correspond à la profondeur de mise en place de celle-ci, aucune activité tectonique ne l'ayant modifiée par la suite.

- Sur deux profils (14°09'N et 14°03'N), espacés d'une dizaine de kilomètres, l'anomalie centrale donne des reliefs morphologiquement équivalents mais de taille légèrement moindre pour le profil 14°09'N. Pour l'anomalie 2, les mêmes positions morphologiques se retrouvent, à l'exception du début de cette anomalie sur le profil 14°03'N signalée auparavant. Ces analogies de profondeur entre des portions de croûte de même âge se retrouvent dans la zone FAMOUS (Renard, 1976 ; Renard et Gente, en préparation). Ces résultats montrent que l'histoire de la croûte océanique s'organise sur des segments d'au moins 15 km de long.

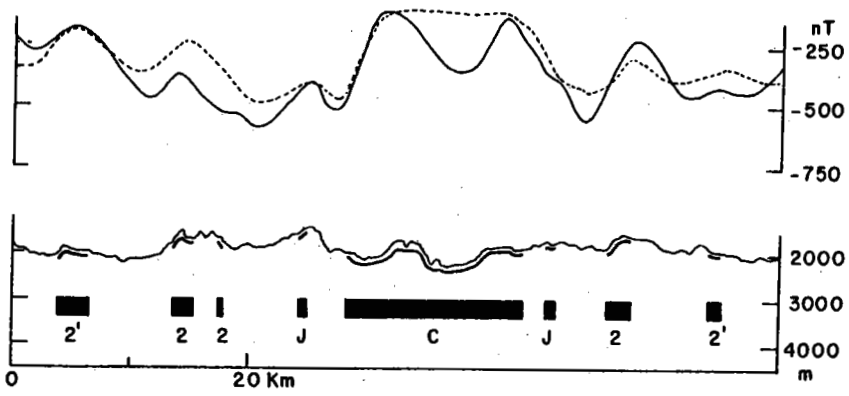
- Les différences de profondeur des croûtes de même âge, étant donné leur faible pourcentage ($1/20 = 5\%$) -les deux points de l'anomalie J sur le profil 34°57'N étant trop peu contraints à l'Est pour être significatifs- peuvent être le résultat de contraintes tectoniques locales, ou d'événements volcaniques localisés se surimposant à la morphologie précédemment mise en place.

d) Le domaine axial

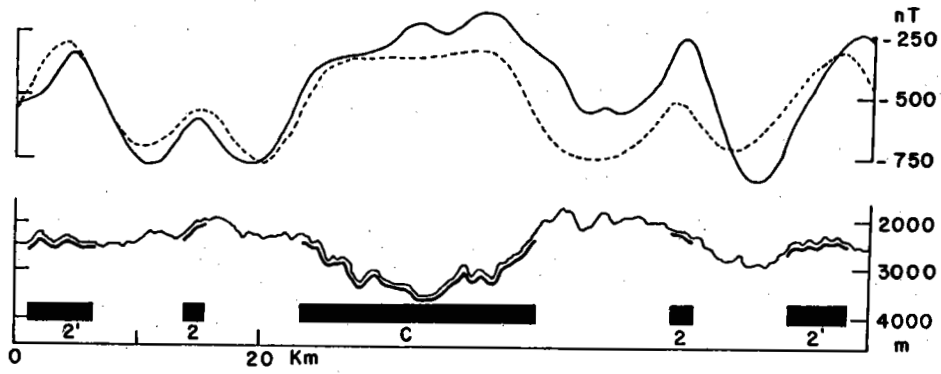
Le domaine axial est défini par l'anomalie magnétique centrale (Annexe 5). Sa largeur varie entre 15 et 25 km. Tous les profils étudiés sont réunis sur les figures 111 a à d, avec leur positionnement sur la figure 108 . Ce domaine se caractérise par des dépressions et des rides dont le nombre varie d'un profil à l'autre. Les domaines les plus simples présentent une vallée axiale bordée par deux murs. D'autres domaines possèdent deux ou trois vallées, en général de profondeur différente, séparées par une ou deux rides. L'ensemble de ces structures est en général bordé par des murs plus importants.



34°57' N



29°36' N



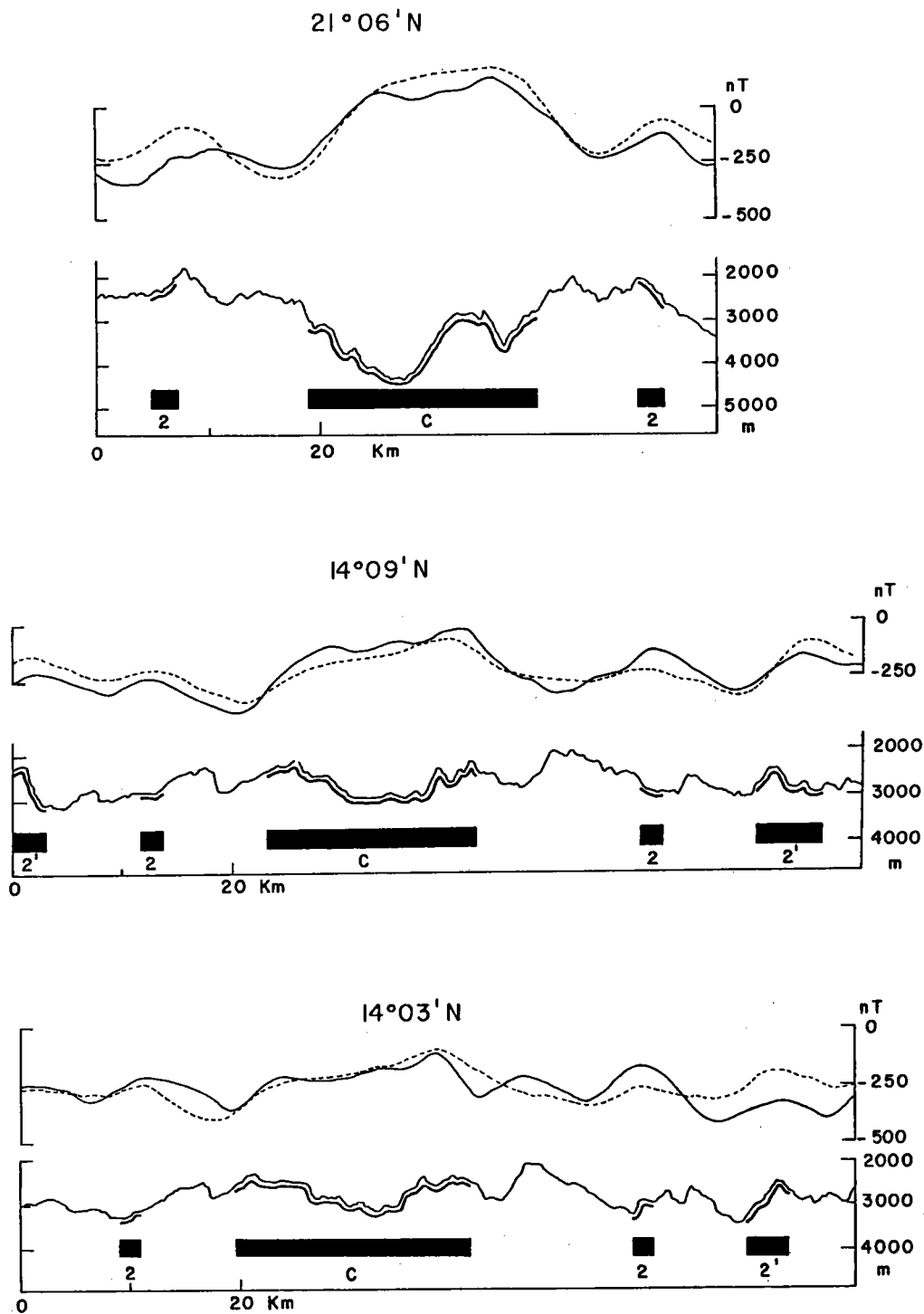


Figure 110 : Modèle d'anomalies magnétiques sur cinq profils transverses à l'axe de la dorsale médio-Atlantique. Cette modélisation simplifiée a été effectuée par Le Quentrec.

Les pointillés représentent l'anomalie calculée, le trait continu l'anomalie observée, l'ensemble étant superposé à la bathymétrie. Les blocs aimantés positivement sont en noir. Ces blocs sont positionnés aux profondeurs prises pour la modélisation.

- Dimensions

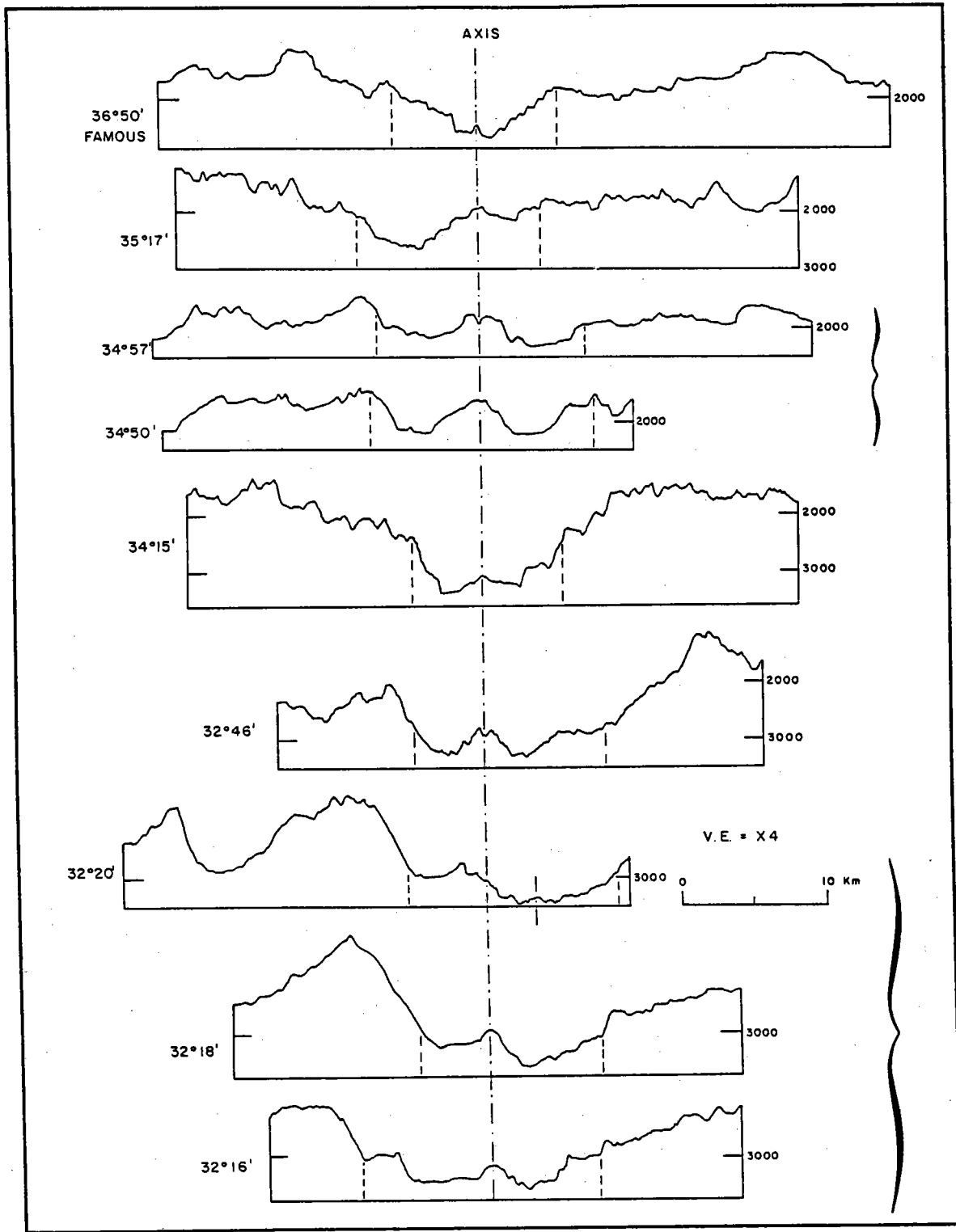
Les dénivellations observées dans ce domaine varient de 300 à 2500 m (34°57'N et 12°30'N respectivement). Il n'y a pas de relation entre la valeur des dénivelés et le nombre de vallées dans le domaine axial. Les profondeurs de ces vallées, qu'elles se situent au centre ou sur les côtés, est très variable sur différents profils ou sur un même profil. Ces profondeurs varient entre 2200 m et 5000 m.

La largeur de la vallée centrale, lorsqu'elle est unique varie de 2,5 à 8 km environ. La largeur de l'ensemble des reliefs multiples, compris entre les murs importants du domaine axial, est de 8 à 28 km. De crête à crête, la largeur varie de 10 à 30-35 km. La détermination de ces crêtes est parfois délicate, leur morphologie n'étant pas très typique. La valeur de la pente qui caractérise les murs bordant le domaine axial oscille entre 8 et 45 % (~ 5 à 25°). La profondeur du sommet des murs varie d'un profil à l'autre, de 1000 à 3500 m. Sur un même profil, les deux rides bordant la vallée axiale peuvent présenter des profondeurs variables. En effet, certains profils montrent une différence de profondeur entre les deux sommets des murs de plus de 1000 m (32°46'N, 32°18'N, 22°56'N). La largeur des rides bordant la vallée axiale varie de 5 à 20 km.

- Morphologie

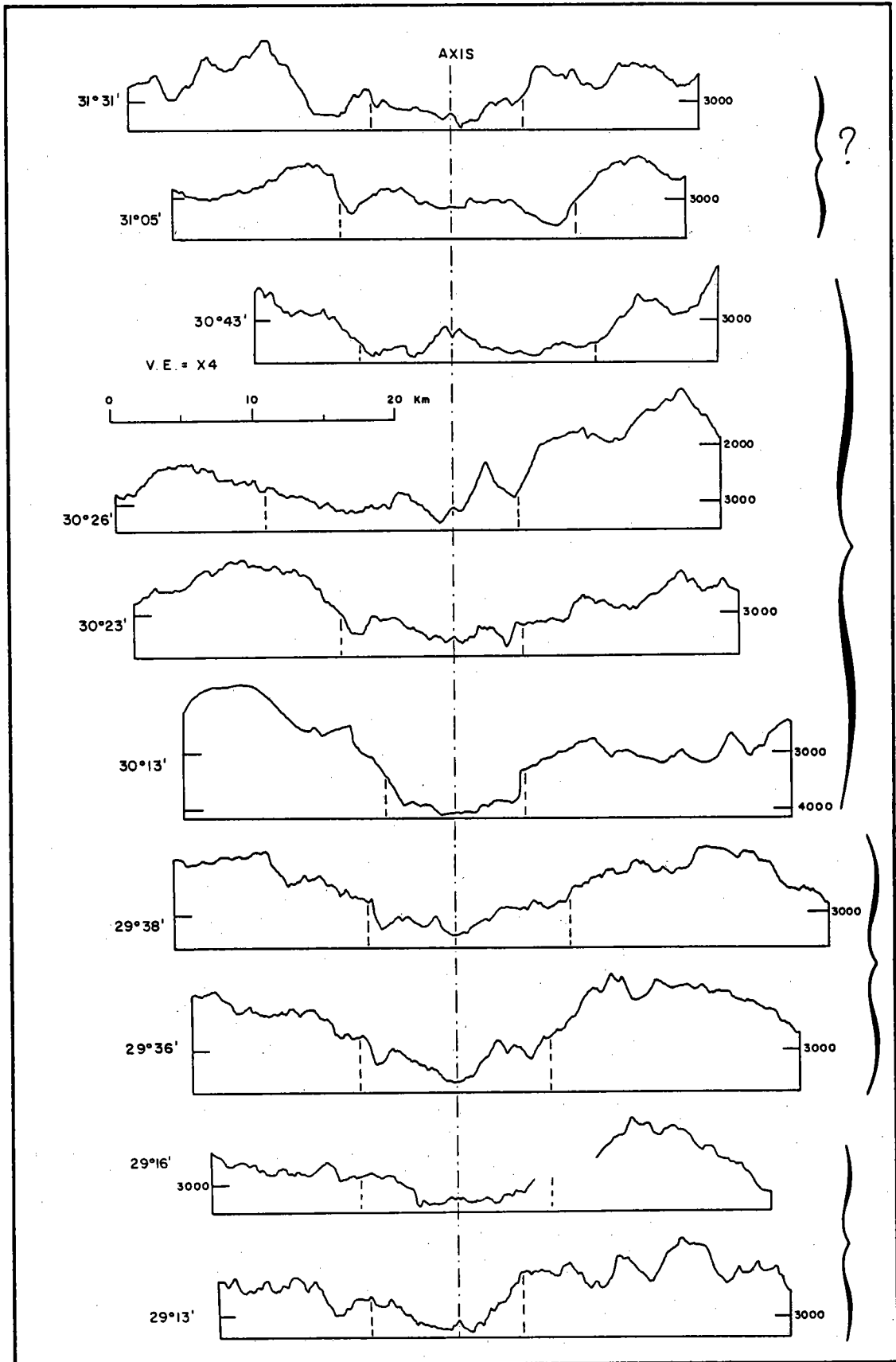
. *Les rides*

Les rides bordant la vallée axiale présentent des formes très différentes d'un profil à l'autre et parfois sur un même profil. Elles sont constituées soit d'un relief unique sous forme d'un dôme asymétrique -la pente la plus raide caractérise le mur de la vallée axiale (31°05'N, 13°25'N par exemple)-, soit d'une série de rides et de grabens de dénivelés variant entre 100 et 500 m (29°13'N, 11°27'N, 11°23'N par exemple). Leur morphologie générale peut ainsi apparaître sous la forme d'un relief prononcé ou d'un plateau en dents de scie. Ces rides sont toujours bordées à l'extérieur par une dépression plus ou moins importante. D'une manière générale, les petits reliefs les constituant présentent des formes analogues aux reliefs de plus grandes dimensions. Ils comprennent un flanc interne plus redressé que le flanc externe. Ces petits reliefs (fig.111) sont de mêmes dimensions que ceux décrits sur les flancs de la dorsale Est-Pacifique



a

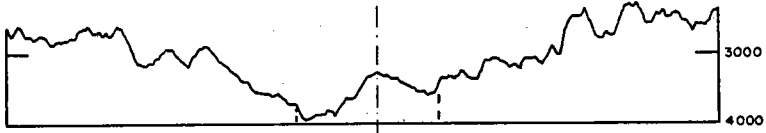
Figure 111 de a à d : Profils bathymétriques (faisceau central du Seabeam) (campagnes Vema (1977) et Mapco (1979)) auxquels sont annexés les profils bathymétriques de Detrick et al. (sous presse), McGregor et Rona (1975) (TAG) et McDonald (1982a) (Famous). Les accolades représentent les profils non séparés par une zone de fracture, les points d'interrogation sont les profils où un doute subsiste quant à leur appartenance au même segment. Les lignes en pointillés figurent le domaine axial.



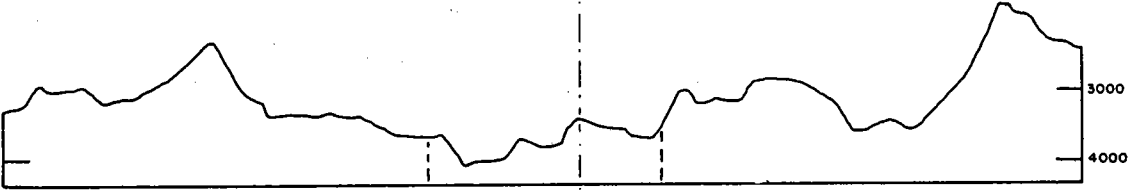
b

AXIS

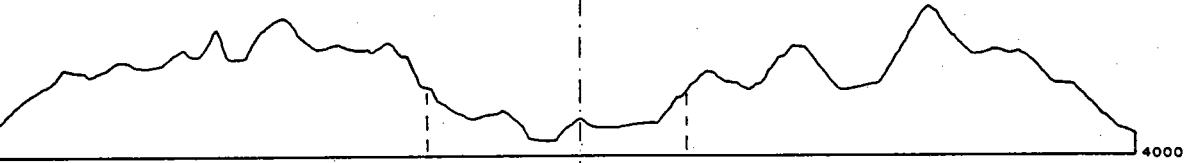
27°48'



26°20'
TAG



26°10'
TAG



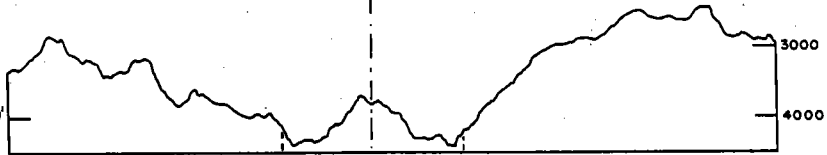
25°55'
TAG



25°18'



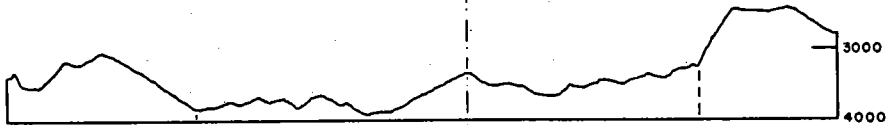
24°29'



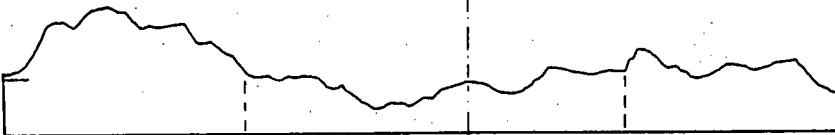
• 23°22'
SNAKE



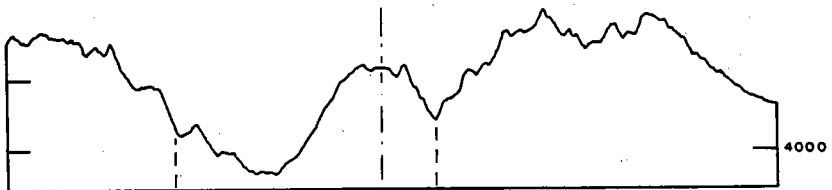
• 23°15'

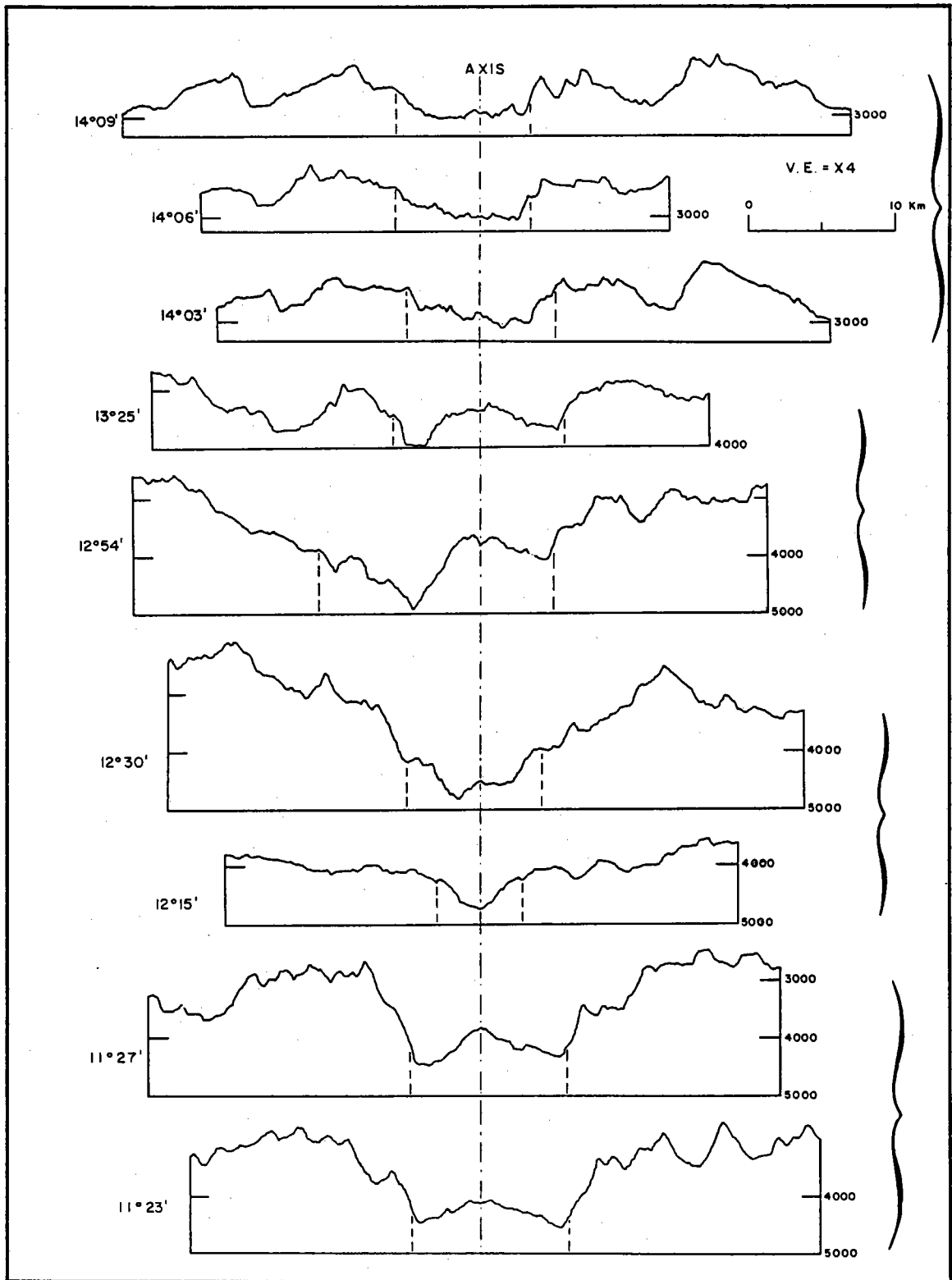


• 22°56'



21°06'





d

et observés par submersible (CY 82-11, fig. 36). Tous les reliefs de la dorsale médio-Atlantique de formes analogues sont donc probablement construites de la même façon qu'ils se trouvent dans le domaine axial ou en dehors. Le flanc interne correspondrait à une succession de failles, les flancs externes seraient des pentes construites volcaniquement.

. *Les murs*

Les murs de la vallée axiale sont constitués dans le détail, de reliefs secondaires (fig. 111) semblables à des gradins dont le flanc interne est abrupt et le sommet plat ou légèrement incliné vers l'extérieur. La reconnaissance des gradins a été effectuée lors de la campagne FAMOUS à 36°50'N. Ils correspondent à une succession de failles normales à regard interne (Arcyana, 1975 ; Ballard *et al.*, 1975) pouvant atteindre une centaine de mètres de rejet. Les détails de leur constitution seront donnés dans le paragraphe sur les données détaillées de la dorsale medio-Atlantique.

- *Le "plancher interne" ou la zone où se situe l'axe d'accrétion*

C'est en fait à ce niveau que se situent les plus grandes variations de reliefs. Le plancher interne a été défini comme le plancher de la vallée axiale (Needham et Francheteau, 1974) où a lieu le volcanisme lié à l'accrétion des plaques lithosphériques (Arcyana, 1975 ; Ballard *et al.*, 1975). Le plancher interne correspondrait en fait à la zone la plus profonde du domaine axial. Cette définition s'applique très bien dans le cas de la zone FAMOUS (36°50'N, fig. 111) où la vallée est unique, étroite et bordée par des murs symétriques. Cette situation se retrouve sur d'autres profils (12°30'N, 12°15'N, 29°13'N, 34°15'N par exemple). Mais cette définition devient problématique lorsqu'il s'agit de cerner l'axe d'accrétion sur d'autres coupes bathymétriques où le domaine axial est composé de deux ou trois vallées séparées par des rides d'amplitudes variées. Dans ces domaines, la définition du plancher interne donnée auparavant devient difficilement applicable. Il convient donc d'abandonner cette terminologie et de ne parler que de zones où se situe l'axe d'accrétion, zones se situant dans le domaine axial. Outre le fait qu'elle peut se présenter sous la forme d'un plancher interne d'un graben, sa morphologie se présente sous des aspects di-

vers (fig. 112). Il peut s'agir :

- d'une zone plate pouvant atteindre une dizaine de kilomètres de large ($12^{\circ}30'$, $14^{\circ}03'$, $14^{\circ}06'$, $14^{\circ}09'$, $25^{\circ}55'$, $26^{\circ}10'$, $29^{\circ}13'$, $29^{\circ}16'$, $30^{\circ}11'$, $36^{\circ}50'$ de latitude nord). Cette zone plate peut présenter, en son centre ou légèrement décalé sur un bord, un graben ($14^{\circ}06'N$, $30^{\circ}11'N$) ou un dôme ($36^{\circ}50'N$, $29^{\circ}13'N$, etc...) de 10 à plusieurs dizaines de mètres de dénivelé sur 0,5 à 3 km de large.
- d'une zone présentant deux dépressions séparées par une ride plus ou moins centrée. Les dimensions de ces rides varient de 300 m à plus de 1000 m de hauteur sur 2 à 8 km de large ($11^{\circ}23'$, $11^{\circ}27'$, $12^{\circ}54'$, $13^{\circ}25'$, $22^{\circ}56'$, $23^{\circ}15'$, $23^{\circ}22'$, $24^{\circ}29'$, $26^{\circ}20'$, $27^{\circ}48'$, $30^{\circ}43'$, $32^{\circ}16'$, $32^{\circ}18'$, $32^{\circ}46'$, $34^{\circ}15'$, $34^{\circ}50'$, $34^{\circ}57'$ et $35^{\circ}17'$ de latitude nord). Le sommet de ces reliefs est parfois entaillé par un graben de 20 à 100 m de profondeur ($11^{\circ}23'$, $12^{\circ}54'$, $13^{\circ}25'$, $21^{\circ}06'$, $23^{\circ}22'$, $24^{\circ}29'$, $30^{\circ}43'$, $32^{\circ}46'$, $34^{\circ}50'$, $34^{\circ}57'$ de latitude nord). Ces grabens, au sommet de ces reliefs, possèdent les mêmes dimensions et les mêmes caractères morphologiques que les grabens axiaux de la dorsale Est-Pacifique.
- de zones particulières. Sur le profil $31^{\circ}05'N$, le graben au sommet du relief central atteint une profondeur d'environ 200 m pour 4 km de largeur. Sur le profil $25^{\circ}18'N$, un relief important en caractérise son bord est, ce qui lui confère une asymétrie importante par rapport au mur ouest. Toutefois, sur le bord est de ce relief, il existe une pente comparable à celle du mur ouest.

Le relief important se présente sous la forme de trois rides parallèles dont celle du centre correspond à un axe de symétrie pour les deux autres. Le graben, quant à lui, est très étroit, et atteint 4300 m de profondeur environ. Aucune symétrie n'existe par rapport à ce graben, à l'exception de deux pentes, est et ouest, de même valeur.

d) Le positionnement de l'axe

Le domaine axial correspond approximativement à l'anomalie magnétique centrale. Le centre de cette anomalie permet, dans certaines conditions, de situer l'axe de séparation des deux plaques lithosphériques. Les conditions sont des taux d'expansion symétriques et l'absence de sauts d'axe. Si ces conditions ne sont pas respectées, l'incertitude quant à la localisation de l'axe proprement dit peut atteindre plusieurs kilomètres. Ainsi, dans la zone FAMOUS, un taux d'expansion asymétrique de 3 mm/an (Needham et Franche-teau, 1974 ; Greenewalt et Taylor, 1974 ; Mc Donald, 1977). provoque un dé-

Campagne	N° Drague	Latitude Nord	Longitude Ouest	Cap	Localisation	Profondeur mètres	Echantillons
Vema (1977)	Dr 02	34°57'	36°25'		graben à l'Est de l'axe	2300	basalte altéré + sédiment
	Dr 03	29°37'	42°50'		sur l'axe	3300	basalte frais
	Dr 06	14°07'	45°00'		sur l'axe	2950	basalte frais
Mapco II (1979)	Dr 06	32°17'	40°21'		pente externe de la ride ouest	2300	basalte altéré + roche métamorphique
	Dr 07	32°17'	40°11'	100	sur l'axe	3300	basalte très frais
	Dr 09	31°28'	40°58'	110	à proximité de l'axe	3200	basalte assez frais et frais
	Dr 10	31°04'	41°25'	130	sur l'axe	3000	basalte frais
	Dr 11	30°43'	41°46'	170	sur l'axe	3600	basalte très frais
	Dr 12	30°09'	41°58'	90	sur l'axe	4400	basalte très frais odeur de soufre au broyage
	Dr 14	29°16'	43°04'	155	mur est	2500	basalte altéré
	Dr 15	27°46'	44°07'	270	graben à l'Ouest de l'axe	3800	basalte altéré
	Dr 16	25°16'	45°18'	132	mur externe de la ride à l'Ouest de l'axe	3900	basalte altéré
Dr 17	24°27'	46°15'	10	graben à l'Ouest de l'axe	4500	basalte altéré	

Tableau 6 : Données de dragages sur le domaine axial de la dorsale médio-atlantique (campagnes Vema (1977) et Mapco (1979)). Certaines descriptions sont reprises de Eissen (1982).

calage de l'axe d'environ 3 km par rapport au centre de l'anomalie. Cette valeur importante du décalage fait penser à l'existence d'un saut d'axe (Renard, 1976). Le Douaran (1979) montre l'existence de taux asymétriques et de sauts d'axe de 3 à 5 km sur des profils situés entre 10°N et 40°N dans l'Atlantique. Les raisons de l'asymétrie ou des sauts d'axe sont encore mal connues (Stein *et al.*, 1977). Sur les profils étudiés, celui à 34°57'N (fig.110) illustre bien l'existence d'un saut d'axe. Une anomalie magnétique positive, située à l'ouest de l'axe entre les anomalies J et 2, peut être interprétée comme faisant partie intégrante de l'anomalie 2, séparée, après la fin de l'accrétion pendant cette période, par un saut d'axe. Il semble plausible que les deux phénomènes (taux asymétriques, sauts d'axe) soient cumulés sur un même profil. Ainsi, lorsque le centre de l'anomalie centrale ne semble pas correspondre à l'axe de séparation des plaques, ce centre se situant sur des pentes bathymétriques plus ou moins importantes, par exemple à 34°57'N et 21°06'N, des explications peuvent être apportées par l'existence des phénomènes décrits auparavant. Il est en effet difficile d'imaginer que l'axe de séparation des plaques se situent sur une pente, sans aucune symétrie, cet axe d'accrétion correspondant à un axe volcanique en surface (Arcyana, 1975 ; Ballard *et al.*, 1975).

Dans ce travail, la localisation précise de l'axe est fondamentale. Pour cela, il sera considéré le centre de l'anomalie centrale, le positionnement de l'axe dans les zones explorées par submersible (FAMOUS, TAG, SNAKE), des critères de symétrie des structures, des données de dragages pouvant aider à confirmer ce positionnement précis de l'axe d'accrétion.

. Le centre de l'anomalie centrale est obtenu en utilisant les travaux de Le Douaran (1979) et ce travail qui consistent un une modélisation des anomalies magnétiques sur les profils de la campagne Vema. Pour la campagne Mapco, il sera considéré le centre l'anomalie centrale sur le profil magnétique. Il ne sera pris en considération que les reliefs se situant autour de ce milieu, à une distance allant jusqu'à 5 km, taille maximum des sauts d'axe reconnus.

. Les zones explorées en détail par submersible présentent des caractéristiques morphologiques très différentes d'une zone à l'autre. Dans la zone FAMOUS, l'axe se situe sur le plancher interne de la vallée médiane,

concrétisé par des hauts centraux de 100 à 200 m de hauteur sur 0,5 à 1 km de large (fig.116) (Needham et Francheteau, 1974 ; Arcyana, 1975 ; Ballard *et al.*, 1975 ; Needham *et al.*, 1976 ; Luyendick et Mc Donald, 1977). Dans la zone TAG, l'axe se situe sur un dôme, dans la vallée axiale, de 500 m de haut (fig.111c) (Mc Gregor et Rona, 1975 ; Mc Gregor *et al.*, 1977 ; Rona, 1980). Dans la zone SNAKE, le dôme axial atteint 800 m de haut (fig.111c) (Detrick *et al.*, sous presse).

Ainsi, contrairement aux idées admises qui, selon lesquelles, l'axe d'accrétion des dorsales lentes se situaient sur le plancher interne du graben le plus profond du domaine axial (Menard, 1967 ; Van Andel et Bowin, 1968 ; Atwater et Mudie, 1968, 1973 ; Needham et Francheteau, 1974 ; Needham *et al.*, 1976 ; McDonald, 1982a ; Choukroune *et al.*, 1984), l'axe peut se situer sur des dômes importants.

. Les critères de symétrie sont des critères permettant de localiser les axes de symétrie éventuels. Cette symétrie des structures est à considérer sur de courtes distances (de l'ordre de la dizaine de kilomètres). Ces symétries existent dans les zones explorées en détail, symétrie des murs d'une vallée ou des flancs d'un dôme par exemple.

. Les données de dragages (tableau 6) permettent de confirmer la position de l'axe ou de démontrer que celui-ci ne peut se situer sur certains reliefs. Ces données sont toutefois assez peu précises.

Ainsi, suivant ces contraintes, une localisation de l'axe d'accrétion a été donnée pour tous les profils étudiés. Seul le profil 25°18'N présente une particularité. L'axe a été positionné au sommet de la ride à l'Est de la vallée pour des raisons de symétrie. La vallée en "V", si on supprime cette ride, présente une bonne symétrie. Il semblerait donc que cette ride soit venue postérieurement à cette vallée, se mettant en place sur le flanc est de celle-ci. Mais cette localisation implique un saut d'axe de l'ordre d'une dizaine de kilomètres. Ceci reste donc à confirmer.

e) Variation de la morphologie axiale

Suivant la localisation de l'axe d'accrétion, des variations notables de morphologie sont observées. Tout d'abord, l'axe volcanique ne se situe pas toujours sur le plancher interne du graben. Il peut se trouver au sommet d'un dôme dont les dimensions varient de 100 à 1500 m de haut sur 0,5 à 10 km de large environ -excepté le cas de 25°18'N-. Ainsi, tous les stades entre un graben sans dôme et un dôme de dimensions variées existent. Ce dôme peut être entaillé d'un graben à son sommet. Les dimensions de ces structures sont équivalentes à celles rencontrées dans la partie axiale de la dorsale Est-Pacifique par exemple.

Sur les figures 111 a-d, les profils situés sur un même segment de dorsale (accolades) -c'est-à-dire non séparés par une zone de fracture- sont signalés par une accolade. Ils présentent en général des caractéristiques morphologiques comparables pour la structure où se situe l'axe d'accrétion. Les seules différences observables se rencontrent sur la morphologie de détail de l'axe proprement dit. De même que pour la dorsale Est-Pacifique la morphologie passe d'un graben de 50 à 100 m de profondeur sur moins d'1 km de large à un dôme dépourvu de graben. Les petites structures se situent indifféremment dans un graben ou sur une ride de dimensions dix fois plus importantes. La variation de la morphologie de détail s'effectue sur moins de 6 km le long de l'axe. En effet, sur les profils à 14°03'N, 14°06'N et 14°09'N, l'axe passe successivement d'un dôme à un graben de 100 m de profondeur sur environ 1 km à un petit graben de 50 m sur 300 m de large. La rapidité de variation de la morphologie se retrouve entre 11°27'N et 11°23'N, 29°13'N et 29°16'N, 34°50'N et 34°57'N, 23°15'N et 23°22'N. Par contre, entre 32°16'N et 32°18'N ou entre 29°36'N et 29°38'N, la morphologie axiale semble constante. La longueur des segments élémentaires de la dorsale médio-Atlantique varierait donc entre 4 et 6 km et serait plus courte que sur la dorsale Est-Pacifique où les mêmes segments font de 15 à 20 km en moyenne. Il faudrait compléter cette étude par des levés bathymétriques continus le long des différents segments.

f) Relation entre la morphologie transverse du domaine axial et la morphologie longitudinale à l'âge zéro

L'axe de la dorsale se présente sous la forme d'un dôme ou d'un graben de dimensions importantes, pouvant atteindre 1500 à 2000 m de dénivellation avec les reliefs adjacents. La coupe longitudinale à âge zéro (fig. 112) montre des dénivelés de l'ordre de 2000 m maximum. Cette coupe donne la profondeur maximale du domaine axial, c'est-à-dire la profondeur du graben le plus proche de l'axe. Ainsi, la coupe ne représente pas les variations de profondeur de l'axe proprement dit, une étude plus détaillée du domaine axial serait nécessaire. Toutefois, une question se pose. Existe-t-il une relation entre la morphologie longitudinale à âge zéro (profondeur maximale du domaine axial) et la morphologie transverse à l'axe, c'est-à-dire le fait que l'axe soit situé au sommet d'un dôme ou dans un graben ?

Les coupes disponibles ne montrent aucune relation simple qui lie la situation de l'axe sur les hauts topographiques (entre les zones de fracture) et la morphologie de l'axe (fig. 112). En effet, les axes en graben se situent indifféremment à proximité des zones de fracture ($12^{\circ}30'N$, $30^{\circ}11'N$ par exemple) ou au sommet des hauts topographiques ($14^{\circ}03'N$ à $14^{\circ}09'N$, $29^{\circ}13'N$, $30^{\circ}23'N$ par exemple). Pour la morphologie en dôme, tous les cas se présentent également : au sommet des hauts topographiques ($11^{\circ}23'N$, $11^{\circ}27'N$, $24^{\circ}29'N$, $34^{\circ}50'N$, $34^{\circ}57'N$ par exemple) ou proches des zones de fracture ($21^{\circ}06'N$, $12^{\circ}54'N$, $27^{\circ}48'N$ par exemple). Les phénomènes à l'origine des hauts topographiques parallèles à l'axe semblent indépendants des phénomènes créant les reliefs transverses ou la morphologie axiale. De la même manière, il n'existe aucune relation entre les grandes longueurs d'ondes de variations morphologiques longitudinales et la morphologie axiale. A l'approche du point triple des Açores, les profils bathymétriques montrent indifféremment des dômes ou des grabens à l'axe (fig. 112). D'autre part, il n'existe pas non plus d'augmentation ou de diminution des dénivellations à l'approche du point triple (fig. 111 et 112).

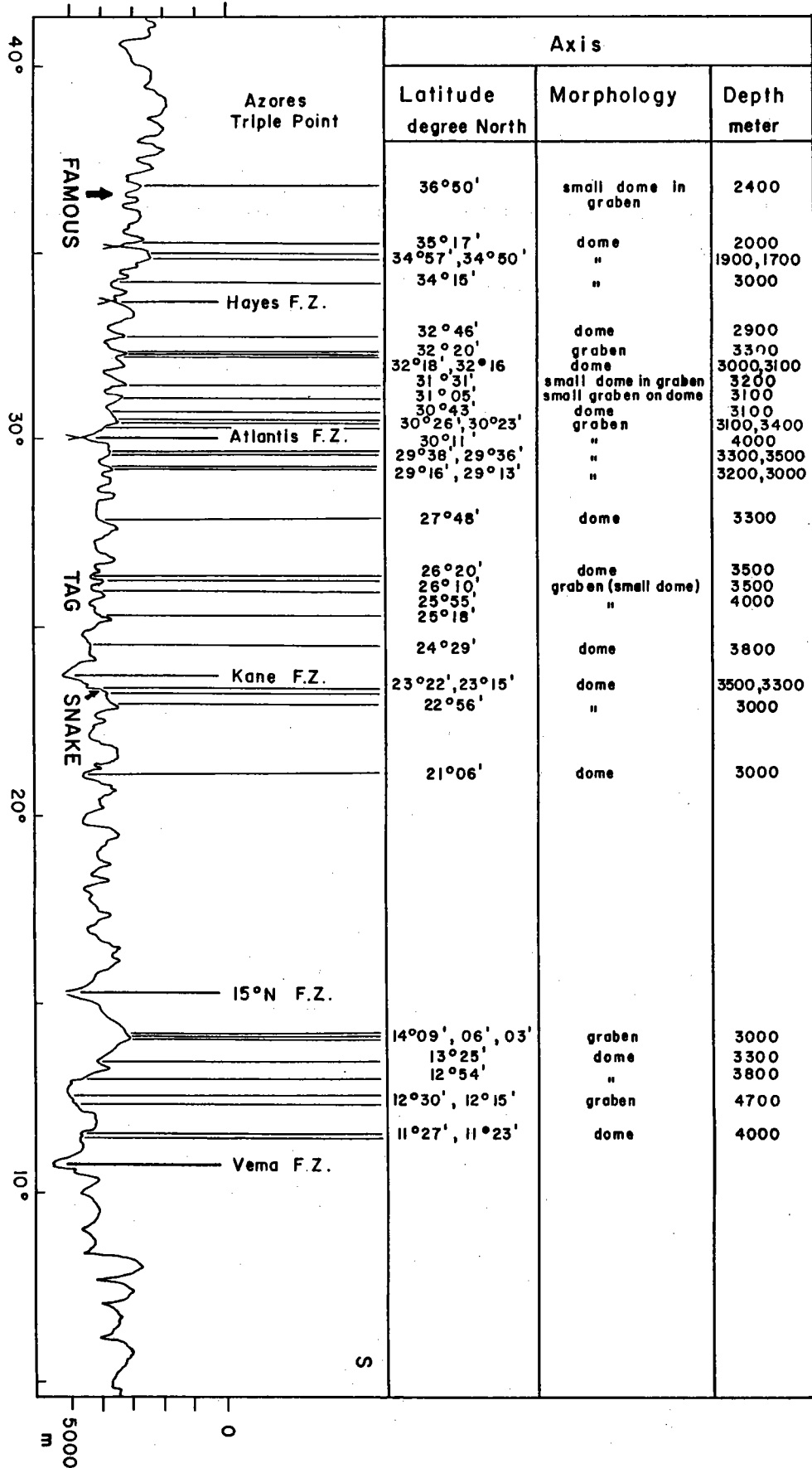


Figure 112 : Positionnement des profils transverses au domaine axial sur une coupe longitudinale à la dorsale et morphologie de l'axe d'accrétion.

4 - Les zones étudiées en détail

L'analyse morphologique des profils bathymétriques n'est pas suffisante pour comprendre le système d'accrétion des dorsales lentes. Il est fondamental de cerner les phénomènes volcaniques et tectoniques se passant au niveau de ces axes d'accrétion. Pour ce faire, une étude bibliographique des zones FAMOUS, TAG et SNAKE est effectuée. Un travail de comparaison avec d'autres dorsales à taux d'expansion similaire (Reykjanes, Mer Rouge) où des études de détail ont eu lieu, permettra de définir plus précisément ces phénomènes.

a) La zone FAMOUS

Cette zone se situe au Sud du point triple des Açores (fig. 113) (Krause et Watkins, 1970), autour de 36°50'N. Les structures principales liées au fonctionnement de l'axe d'accrétion sont actuellement orientées N 15. La direction des anomalies magnétiques anciennes (à 9 M.a. et entre 14 et 25 M.a.) montre, pendant ces périodes, que l'accrétion s'est effectuée obliquement par rapport à l'accrétion actuelle (Phillips *et al.*, 1975 ; Bird et Phillips, 1975 ; Ramberg *et al.*, 1977). Ces réarrangements dans l'orientation des anomalies magnétiques prouvent que l'orientation de l'axe de la dorsale dans le temps n'est pas constante. Les zones explorées en détail se situent entre les zones de fracture A et B (zone FAMOUS) et au Sud de la zone de fracture B (zone AMAR) (fig. 114) (Ramberg et Van Andel, 1977). Ces zones de fracture ont une vingtaine de kilomètres de longueur dans leur partie active, distance séparant les axes d'accrétion. La longueur des segments de dorsale est d'environ 60 km. Au Nord de la zone de fracture A, la longueur diminue à 25 km puis 15 km. Les intersections avec les zones de fracture correspondent à des dépressions dans la bathymétrie (Arcyana 1978), dépressions caractéristiques de ces intersections (Sleep et Biehler, 1970 ; Gente, 1983).

- Morphologie

Le segment de dorsale de la zone FAMOUS, entre 36°30'N et 37°N, se présente sous la forme d'une vallée axiale atteignant 2400 m de profondeur (Needham et Francheteau, 1974 ; Renard *et al.*, 1975). Elle est bordée

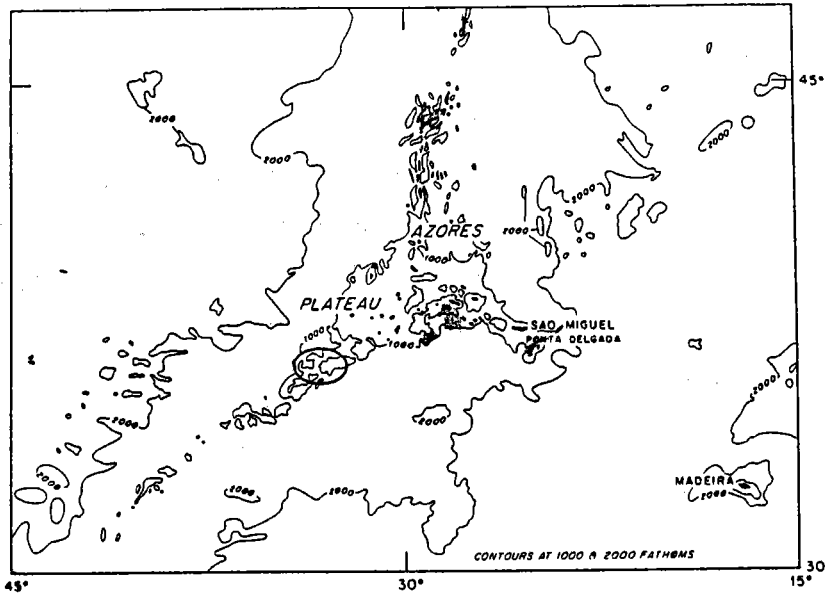


Fig. 113

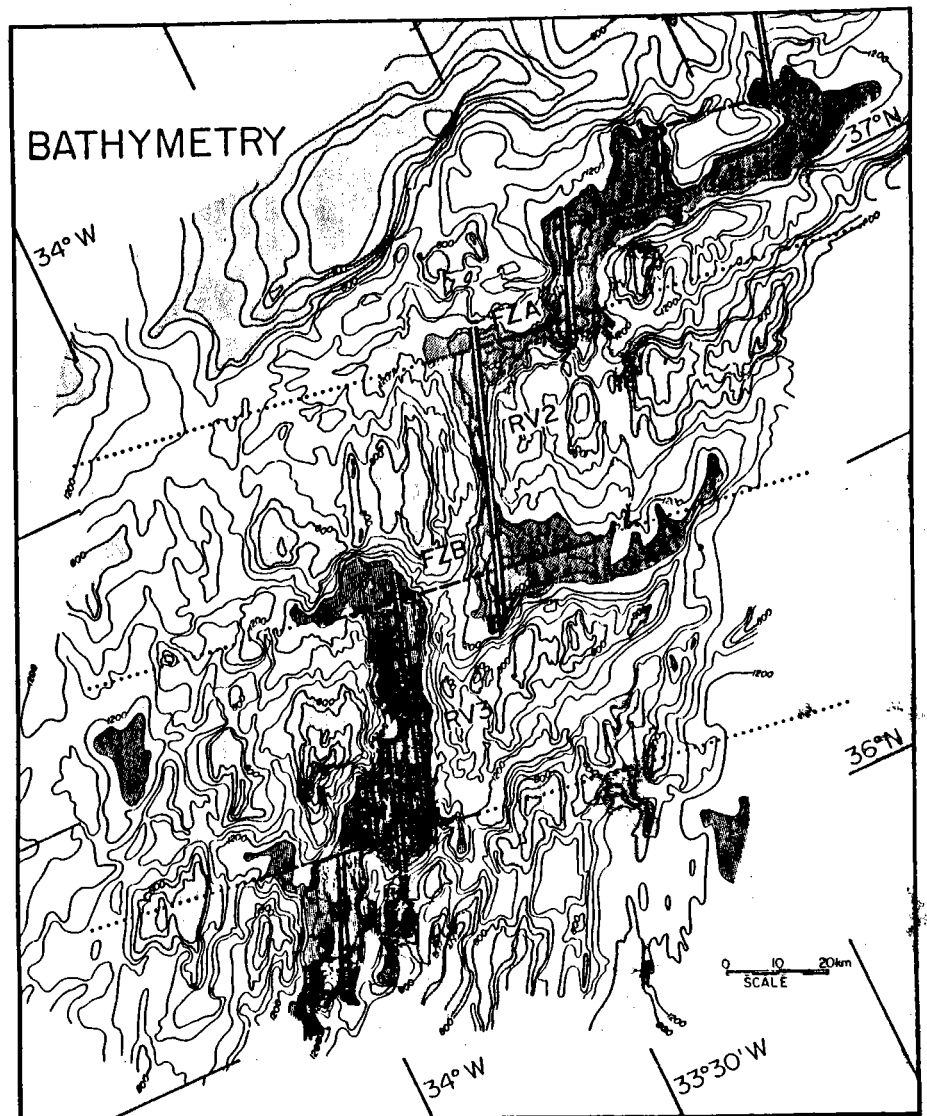


Fig. 114

Figure 113 et 114 : Situation de la zone FAMOUS.

113) par rapport au point triple des Açores (d'après Ballard et Moore, 1977)

114) carte bathymétrique de la zone FAMOUS (RV2), de la zone AMAR (RV3) et des zones de fracture A et B.

(courbes de niveau : 100 Fm) (d'après Ramberg et Van Andel, 1977).

par deux murs remontant à une profondeur de 1300 m. La distance séparant l'axe de la vallée au sommet du mur Est est de 19 km, tandis que la distance la séparant du mur ouest est seulement de 12 km (Heirtzler et Van Andel, 1977). La moitié nord de la zone axiale (le plancher interne) présente un fond relativement plat (Needham et Francheteau, 1974 ; Moore *et al.*, 1974 ; McDonald *et al.*, 1975). Elle est large de 1 à 3 km et est parcourue en son milieu par une ligne de hauts allongés dans la direction générale (N 15) des structures (Laughton et Rusby, 1975 ; Whitmarsh et Laughton, 1976). Ces hauts atteignent 300 à 1000 m de large, 100 à 200 m de haut et de 1 à 4 km de long (fig. 115) (Needham et Francheteau, 1974 ; McDonald et Luyendick, 1977). Ils s'alignent suivant des directions N 10, légèrement obliques aux directions structurales majeures. Trois segments en échelon de 20 km de long environ peuvent être ainsi délimités entre les zones de fracture A et B (Crane et Ballard, 1981). La crête de ces hauts est remarquablement uniforme en profondeur, l'ensemble se situant autour de 2500-2600 m. Entre chaque haut, le plancher interne est plat ou forme une dépression d'une centaine de mètres. La variation longitudinale de profondeur de la vallée est de 300 m entre les deux zones de fracture, les points bas correspondant aux intersections avec ces dernières.

- Les études de détail par submersible et engins remorqués

La zone FAMOUS est la première zone qui a été explorée en grand détail par observations directes sur le fond (Bellaiche *et al.*, 1974 ; Needham et Francheteau, 1974 ; Bellaiche et Cheminée, 1975 ; Arcyana 1975, 1978 ; Ballard *et al.*, 1975 ; McDonald et Luyendick, 1977 ; Luyendick et McDonald, 1977 ; Ballard et Van Andel, 1977 ; Ramberg et Van Andel, 1977 ; Ballard et Moore, 1977 ; Bryan et Moore, 1977). Les résultats principaux sont les suivants :

- le plancher interne de la vallée du rift est bien le lieu de mise en place de la nouvelle croûte par activité volcanique concentrée dans une zone d'1 km de large maximum
- l'âge des échantillons varie de 2000 à 10000 ans sur les hauts centraux à plusieurs dizaines de milliers d'années à 1 km plus à l'Est, atteignant 620000 ans proche des murs (Selo et Storzer, 1979), impliquant plusieurs épisodes volcaniques sur le plancher interne donnant des laves pétrologiquement différentes (Arcyana 1977 ; Hékinian *et al.*, 1976 ; Bougault et Hékinian, 1974) mais provenant d'une source homogène (Langmuir *et al.*, 1977 ; White et Bryan, 1977 ; Bryan et Moore, 1977)

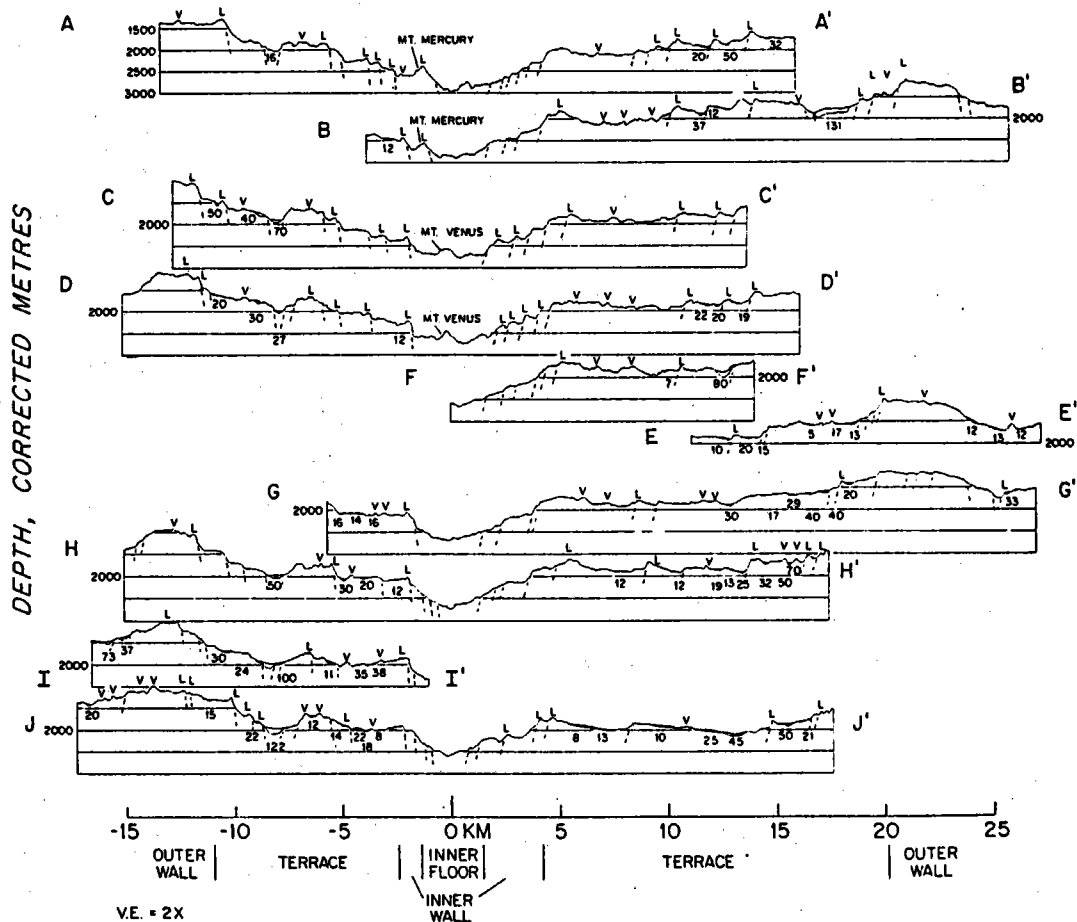
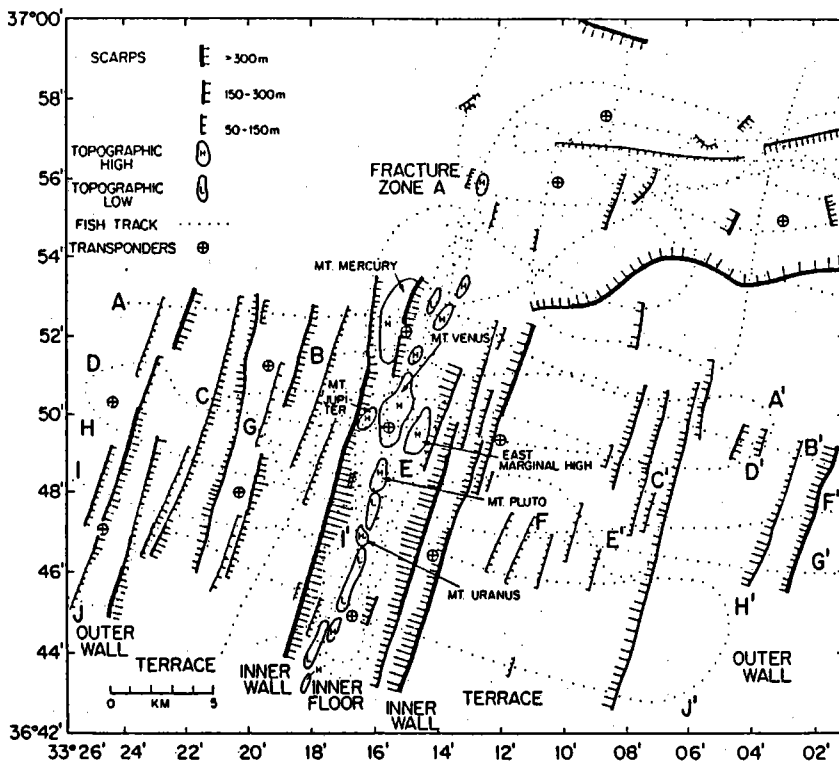


Figure 115: a) Schéma structural de la zone FAMOUS.

b) Coupes bathymétriques de la zone FAMOUS.

"L" : constructions volcaniques perchées au sommet d'une faille ; "v" : construction volcanique non tectonisée. (exagération verticale = 2) (d'après McDonald et Luyendick, 1977).

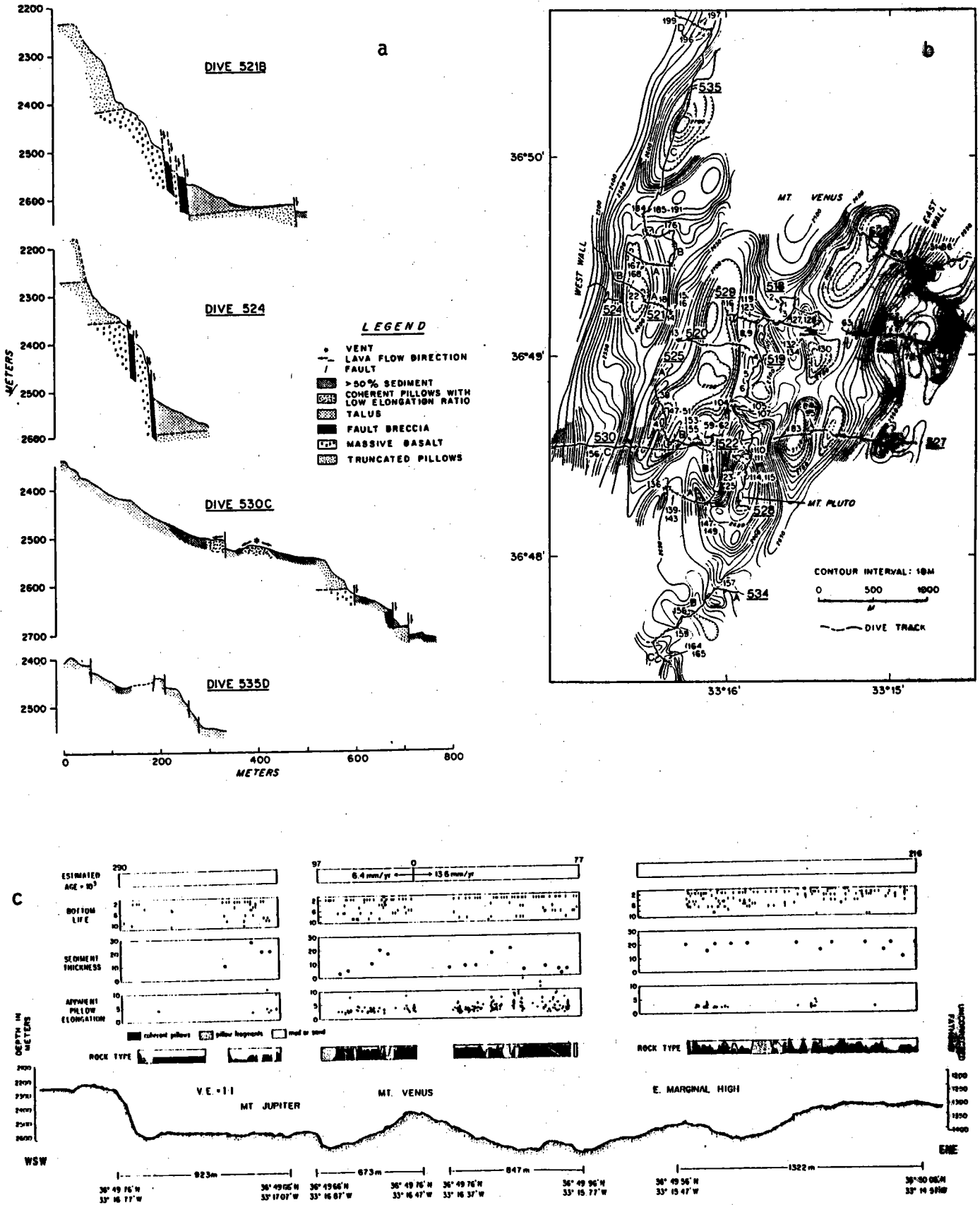


Figure 116 : Données géologiques dans la zone FAMOUS.
 a) coupes schématiques des différentes plongées sur le mur ouest de la vallée (pas d'exagération verticale) (d'après Ballard et Van Andel, 1977).
 b) plan de position des plongées de l'Alvin (d'après Ballard et Van Andel, 1977).
 c) coupe schématique du plancher interne de la zone FAMOUS (d'après Luyendick et McDonald, 1977).

- le mont de Vénus est un volcan fissural récent construit probablement à l'aplomb de fissures disposées en échelon sur les hauts centraux, les traits observés sont entièrement dus à l'action constructive du volcanisme sous la forme de laves en coussins et de laves drapées
- le seul signe clair d'activité tectonique récente se place sur les pentes des reliefs marginaux orientaux (fig. 116), des failles normales caractérisant cette activité
- des fissures ouvertes existent de part et d'autre du mont de Vénus et passent ensuite à une tectonique en horsts et grabens
- les parties inférieures des murs est et ouest, sur 400 m de hauteur, sont constituées d'une succession d'escarpements faillés, de 20 à 80 m de haut, dont les caractères témoignent d'une activité tectonique importante. Ils sont formés de bas en haut par des éboulis (fragments de laves en coussins et de basalte plus massif), puis la paroi du mur présente une couche de brèches volcaniques traversées par des "dykes" une couche de laves massives surmontée de laves en coussins d'épaisseur variable pouvant atteindre 200 m (fig. 116). Des événements volcaniques ont eu lieu postérieurement à la mise en place des éboulis.
- la couverture sédimentaire s'épaissit en s'éloignant des hauts centraux. Au niveau des murs de la vallée, des sédiments ont été remobilisés par la tectonique. Il existe également quelques intercalations de sédiments entre deux coulées volcaniques. Les fissures et éboulis des pieds de failles sont recouverts de sédiments pélagiques (Ballard et Van Andel, 1977 ; Arcyana 1978).

- Comparaison avec la zone AMAR

Cette zone est située au Sud de la zone de fracture B. C'est un segment de dorsale de longueur équivalente à celui de la zone FAMOUS. Des différences morphologiques et dans les dimensions des différentes régions apparaissent pour ces deux zones très proches l'une de l'autre (fig. 117). La zone AMAR est caractérisée par un plancher interne large (8,5 km), et présente une série de hauts subparallèles des hauteurs équivalentes (200 à 300 m) et de longueur variant entre 2 et 4 km (Ramberg et Van Andel, 1977 ; Crane et Ballard, 1981). Ces hauts sont équivalents aux hauts centraux de la zone FAMOUS. Un seul de ces hauts correspond à l'axe actuel, construit volcaniquement, tandis que les autres sont tectonisés par des failles normales (Ballard et Van Andel, 1977).

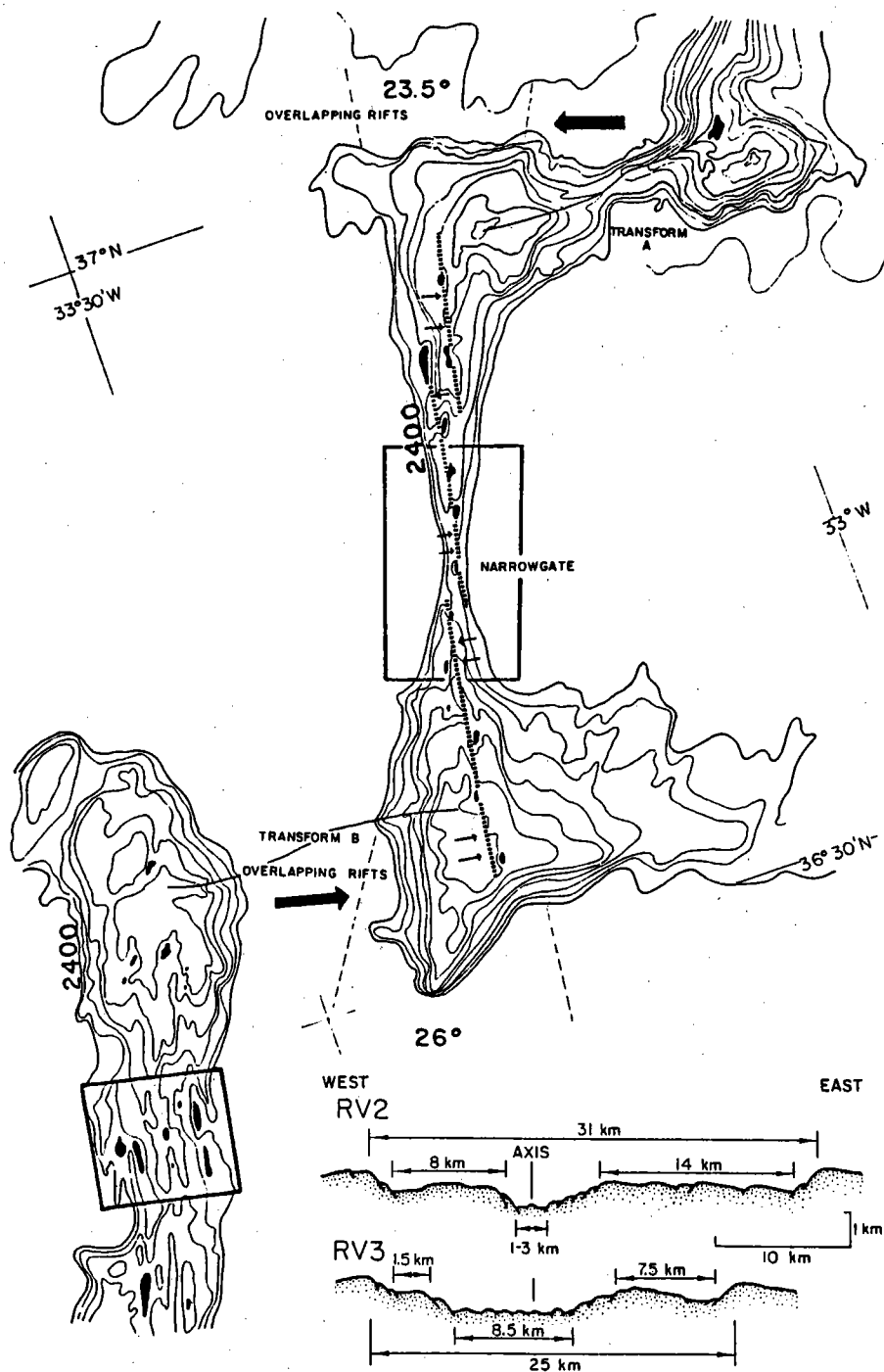


Figure 117 : Variation de la largeur de la vallée axiale dans les zones FAMOUS (RV2) et AMAR (RV3). Narrowgate correspond à la partie la plus étroite de la zone FAMOUS.

Les hauts centraux s'alignent sur des segments en échelon, d'une vingtaine de kilomètres, dans la zone FAMOUS (d'après Crane et Ballard, 1981 et Ramberg et Van Andel, 1977).

La largeur des terrasses de cette zone est très réduite par rapport à celle des terrasses de la zone FAMOUS (fig. 117). Les dénivellations entre le sommet des murs et le plancher interne est identique sur les deux zones. La largeur entre les crêtes est sensiblement la même (25 km pour AMAR, 31 km pour FAMOUS) (Ramberg et Van Andel, 1977).

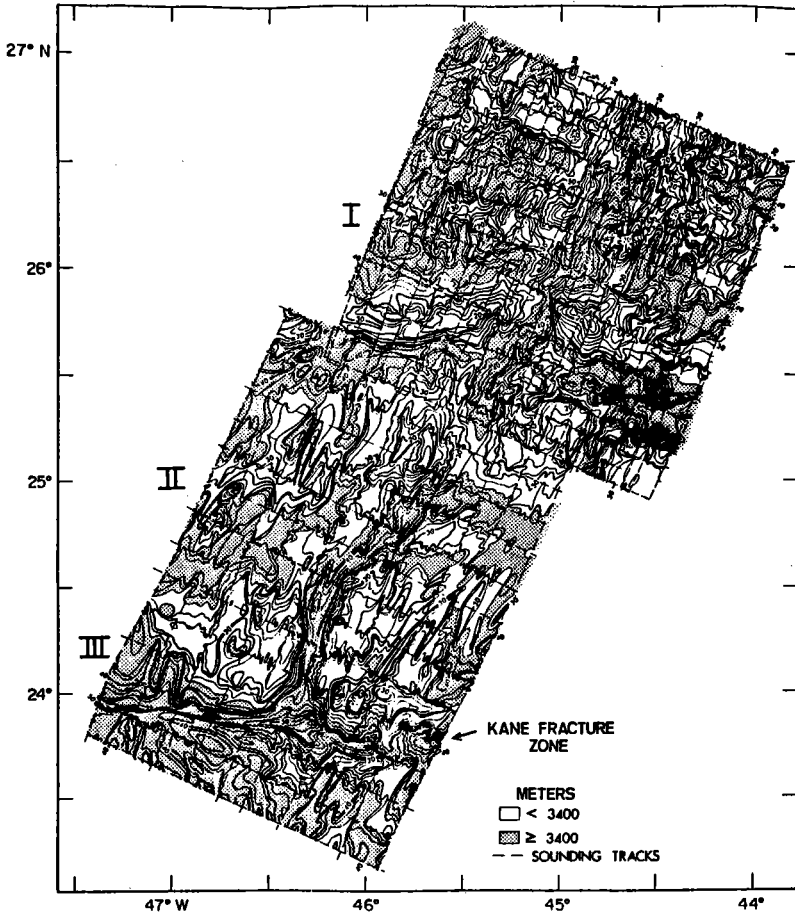
Toutes les laves observées dans la zone AMAR, sur le plancher interne, sont plus anciennes que celles observées dans FAMOUS sur les hauts centraux (Stakes *et al.*, 1984).

b) La zone TAG

Située au Nord de la zone de fracture KANE, entre 24° et 27°N, cette zone présente des directions structurales s'échelonnant entre N 05 et N 45° pour les segments de dorsales et des directions N 100 - N 115 pour les systèmes transformants (fig. 118) (Rona et Gray, 1980). L'axe de la dorsale est situé dans une vallée large d'une dizaine de kilomètres, profonde de 1000 à 2000 m par rapport aux crêtes adjacentes, atteignant 4200 m dans sa partie la plus profonde (Mc Gregor et Rona, 1975 ; Rona *et al.*, 1976 ; Mc Gregor *et al.*, 1977 ; Rona et Gray, 1980). Cet axe présente des directions obliques par rapport aux directions transformantes (fig. 118). Il s'échelonne le long de la vallée axiale en des segments de 30 à 60 km de longueur. Ces segments se relient soit par des dépressions transformantes d'une quinzaine de kilomètres de long, soit de façon plus "souple", sans vallée transformante bien marquée (fig. 118) lorsque la distance entre les axes d'accrétion est plus courte (Rona et Gray, 1980).

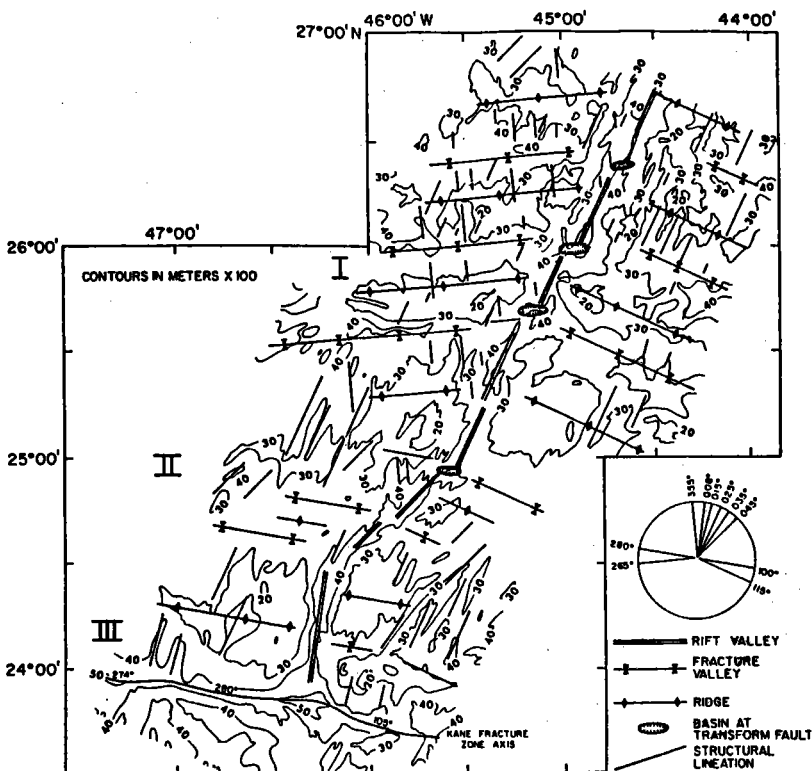
Le domaine volcanique représentant l'axe d'accrétion proprement dit est constitué de hauts décentrés vers l'Est atteignant 500 m de dénivélé par endroits par rapport au graben adjacent (fig. 112c). Ces hauts sont accolés au bas du mur Est de la vallée.

Le mur Est de la vallée est constitué de failles normales délimitant des panneaux de 100 à 1000 m de largeur, le rejet des failles variant entre 40 et 270 m (Temple *et al.*, 1979 ; Rona, 1980). Ces failles mettent en évidence des coulées basaltiques successives. Sur un escarpement important (1,2 km) des gabbros et des roches vertes ont été draguées (Rona *et al.*, 1976). Les sédiments recouvrent indifféremment les éboulis et les murs de failles suggérant aucune activité tectonique récente (Temple *et al.*, 1979).



a

Figure 118 : Carte bathymétrique générale de la zone TAG (a) et schéma structural de celle-ci (b), d'après Rona et Gray (1980). On peut remarquer les segments d'axe d'accrétion de 20 à 50 km de long, séparés ou non par des failles transformantes de 10-15 km de long.



b

- Activité et dépôts hydrothermaux

Des dépôts hydrothermaux fossiles se localisent sur le bas du mur Est, entre 2500 et 2700 m de profondeur à environ 5 km de l'axe, autour de 26°08'N et 44°46'E (fig. 119) (Temple *et al.*, 1979 ; Cronan *et al.*, 1979 ; Rona, 1980 ; Scott *et al.*, 1982 ; Shearme *et al.*, 1983 ; Rona *et al.*, 1984 ; Thompson *et al.*, 1985). Ce sont des dépôts riches en métaux (Fe, Mn) et contenant par endroits des débris de cheminées. Des couches de sédiments riches en Cu-Zn-Fe, ainsi que la présence de "clams" et de basaltes métamorphiques suggèrent qu'une activité de haute et basse température a dû avoir lieu. Ces dépôts sont associés à des talus de failles, talus en partie cimentés par des croûtes de manganèse, ou se situent au sommet des murs, sur les terrasses (Scott *et al.*, 1982). L'activité semble donc avoir eu lieu avant et après l'effondrement en faille normale des murs (Temple *et al.*, 1979). Ces dépôts seraient âgés de 5000 à 50000 ans (Lalou *et al.*, 1986). L'activité hydrothermale se situe sur l'axe proprement dit (fig.119). Repérée tout d'abord par des anomalies de manganèse dans la colonne d'eau (Klinkhammer *et al.*, 1985) l'activité a ensuite été observée entre 3620 et 3700 m de profondeur (Rona, 1985 ; Rona *et al.*, 1986). Elle est caractérisée par des fumeurs noirs, des dépôts de sulfures massifs et des communautés animales (Rona *et al.*, 1986).

c) La zone SNAKE

Cette zone, récemment explorée, se situe entre 23° et 24°N, immédiatement au Sud de la zone de fracture Kane (Detrick *et al.*, sous presse). Elle se présente sous la forme d'une vallée d'environ 10 km de large et de plus de 1500 m de dénivelé. L'axe de la dorsale est localisé sur une ride de 500 à 600 m de haut sur 6 à 7 km de large (fig.120). Le sommet de cette ride est entaillé par un graben de 50 à 100 m de profondeur sur 500 m de large environ. Des laves fraîches en coussins et des laves lobées occupent le sommet du mur ouest du graben, semblant ainsi correspondre au véritable axe d'accrétion (fig.112c) (Kong *et al.*, 1985). Cet axe, au regard de la carte bathymétrique (fig. 120) (Needham, non publié) s'échelonnerait selon des segments d'environ 6 km de long, se prenant en relais sans fractures transverses. Des sédiments hydrothermaux, des communautés animales et une

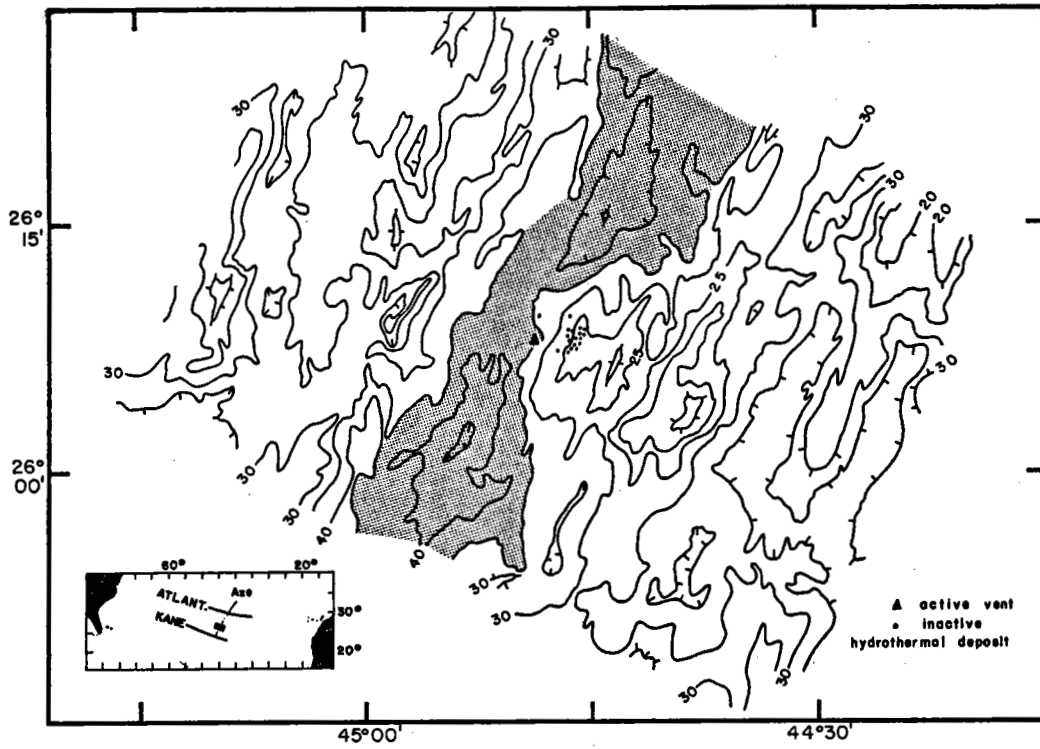


Figure 119 : Carte Bathymétrique (simplifiée) de la zone TAG, et positionnement des sites hydrothermaux (d'après Mc Gregor et Rona, 1975 ; Rona, 1985). La partie grisée correspond au graben le plus profond du domaine axial.

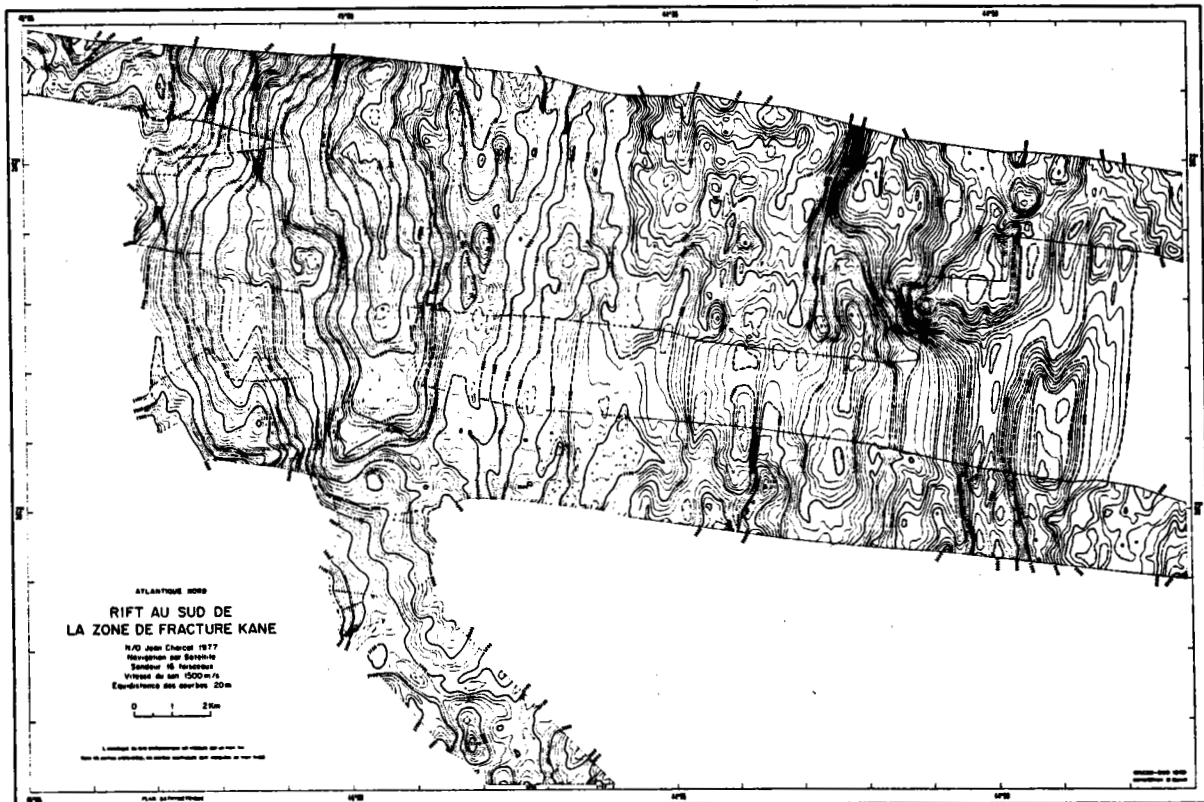


Figure 120 : Carte bathymétrique Seabeam de la zone SNAKE (Needham, non publié) et positionnement du site hydrothermal et de l'axe d'accrétion, d'après les données de Detrick et al. (1986).

cheminée type fumeur noir se trouvent associés à ces laves (Detrick *et al.*, 1986).

D'autres régions de la dorsale médio-Atlantique semblent également affectées par une activité hydrothermale. Des sédiments métallifères, enrichis en As et Hg, sont présents dans la vallée médiane à 45°N (Cronan, 1972). Des anomalies de méthane dans la colonne d'eau ont été remarquées entre 12° et 14°N, anomalies comparables à celles observées sur la dorsale Est-Pacifique (Charlou *et al.*, soumis). Ces anomalies se situent au-dessus d'un axe de dorsale dont la profondeur avoisine 4300 m à 12°25'N et 3700 m à 13°50'N.

5 - Conclusion

L'étude de nombreuses coupes détaillées de la dorsale médio-Atlantique permet de mieux cerner la morphologie longitudinale et transversale du domaine axial.

La morphologie longitudinale présente deux types de variations de longueurs d'onde différentes. Une grande longueur d'onde (> 1000 km) qui semble liée à des phénomènes profonds qui se caractérise par des rapports géochimiques, de certains éléments, élevés dans les basaltes, des valeurs élevées du $\delta^{18}O$ ainsi que pour les anomalies à l'air libre. Une petite longueur d'onde (\sim 100 km) avec quelques exceptions de 200 km, dont les dépressions correspondent aux intersections avec les zones de fracture, délimitant ainsi des hauts topographiques. Certains segments de dorsale de l'ordre de 200 km se corrèlent avec des rapports géochimiques élevés.

La morphologie transversale du domaine axial varie le long de l'axe. Contrairement aux idées admises qui suggèrent que l'axe d'accrétion se situe au fond d'une vallée profonde du domaine axial, et que cette morphologie est caractéristique de l'axe des dorsales lentes, on peut envisager la possibilité que l'axe de ces dorsales se situe au sommet d'un dôme de dimensions équivalentes à celles du dôme de la dorsale Est-Pacifique. La variation de morphologie le long de l'axe semble toutefois plus rapide que sur les dorsales rapides.

Le passage d'un dôme à un graben, ceux-ci étant de grandes dimensions, s'effectue en moins de 50 km sur un même haut topographique. La pré-

sence de structures cassantes, type failles transformantes, qui segmentent la dorsale tous les 20 à 60 km (zone FAMOUS, zone TAG) doivent avoir un rôle prépondérant dans ces variations de la morphologie. Ces failles transformantes mesurent entre 15 et 20 km de longueur. Les décalages de l'axe plus courts (< 10 km) semblent occasionner des relais plus "souples", du même type que ceux de la dorsale Est-Pacifique, mais ce fait reste à confirmer,

Les segments élémentaires de construction de la dorsale semblent identiques à ceux de la dorsale Est-Pacifique, leur longueur étant d'une vingtaine de kilomètres (zone FAMOUS). La construction volcanique sur ces segments s'effectue par une série de hauts centraux montrant une activité plus ponctuelle, moins continue que sur la dorsale Est-Pacifique. Cette activité plus ponctuelle s'effectuerait sur des segments de 4 à 6 km.

L'activité hydrothermale existe sur la dorsale medio-Atlantique avec des caractéristiques qui semblent comparables à celles des autres dorsales à taux d'expansion plus rapide. Cette activité est liée à la zone volcanique récente. Toutefois, certaines profondeurs importantes (4300 m) de l'axe où cette activité semble présente (12°25'N) modifient les conditions de pressions de sortie des fluides hydrothermaux. Une étude plus approfondie sur cette zone apporterait certainement une moisson de faits nouveaux.

II - LA DORSALE DE REYKJANES

La dorsale de Reykjanes est considérée actuellement comme une dorsale lente atypique, ceci par le fait que sa morphologie est un dôme. Cette morphologie, d'après les auteurs, est certainement liée à la proximité de l'Islande.

Mais à la lumière des données sur la dorsale medio-Atlantique présentées auparavant, il devient intéressant d'avoir une vue rapide sur cette dorsale qui n'est peut-être pas si atypique. De plus, l'obliquité des structures dans son domaine axial semble un phénomène fondamental pour comprendre le mécanisme de fonctionnement des dorsales et la réaction de la croûte océanique aux contraintes d'extension.

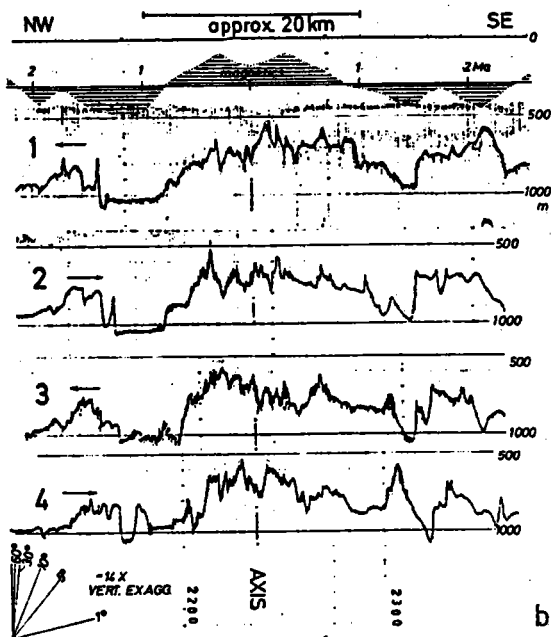
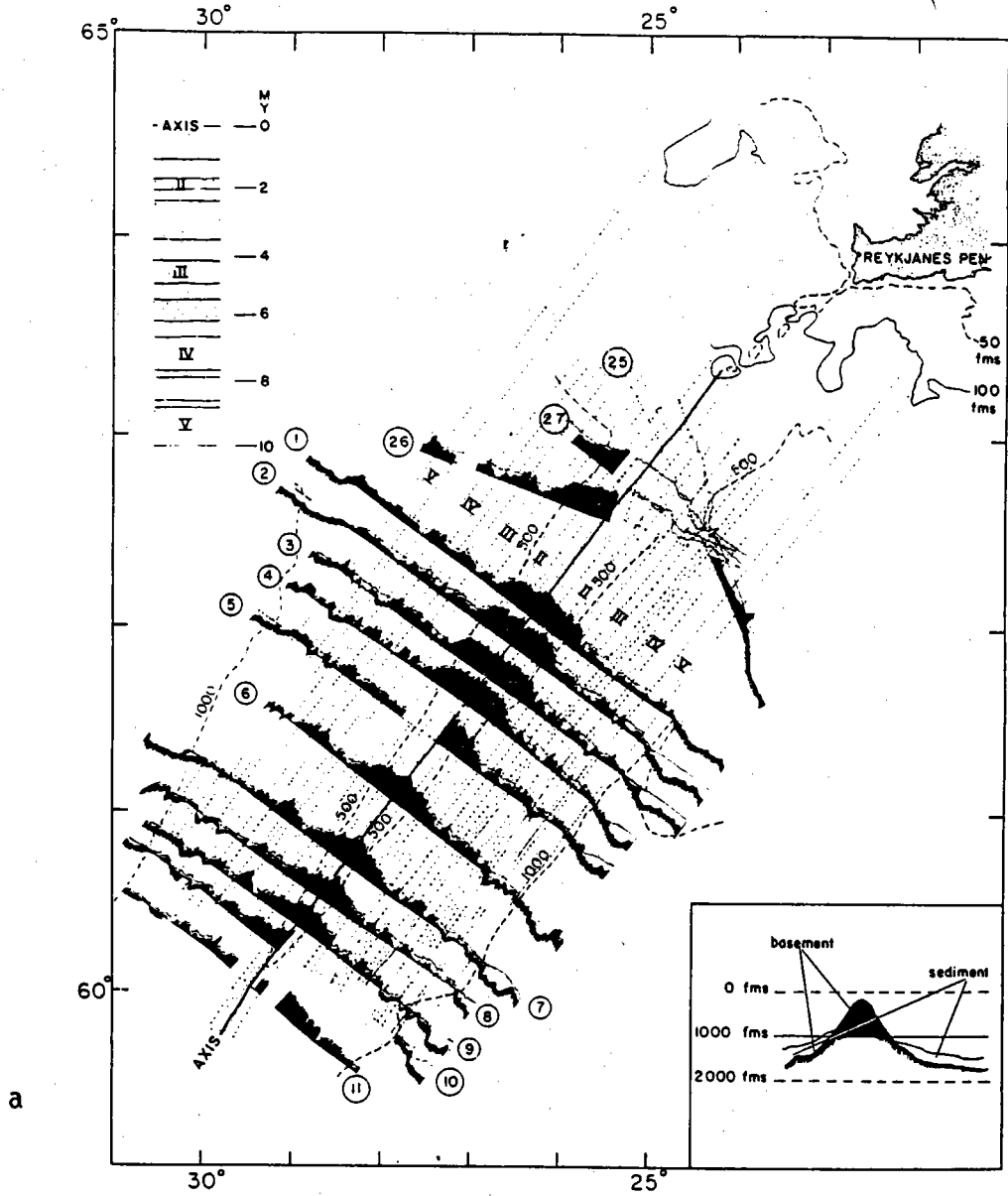


Figure 121 ; Profils bathymétriques transverses de la dorsale de Reykjanes généraux (a) (d'après Talwani et al., 1971) et de longueur intermédiaire (b) (d'après Jacoby, 1980).

La dorsale de Reykjanes se situe entre 52°N (zone de fracture Charlie Gibbs) et 65°N (Islande). Elle possède un taux d'expansion de 1,5 à 2 cm/an (Menard, 1967 ; Vogt et Johnson, 1975), constant depuis 12 ou 13 M.a. (Johansen *et al.*, 1984).

Au niveau de sa structure interne, Bunch et Kenneth (1980) montrent que la vitesse sismique de la couche 3 passe de 6,8 à 6,6 km/s sous l'axe de la dorsale. Cette diminution de la vitesse est interprétée en terme de gradient de température de l'ordre de 500°C supérieur au domaine hors axe. Aucune évidence de chambre magmatique n'existe. Au niveau du Moho, les vitesses sismiques sont de 7,1 km/s sous l'axe et passe à 8,2 km/s à 9 M.a. Sa profondeur serait à environ 6 km sous le plancher basaltique.

1 - La morphologie longitudinale

La morphologie longitudinale à âge zéro de cette dorsale montre deux provinces bien distinctes (fig.107). Au Sud de 59°N, les dénivellations sont beaucoup plus importantes qu'au Nord (Vogt et Johnson, 1973b). Elles s'échelonnent entre 500 et 1000 m au Sud contre 50 à 200 m au Nord. Le passage entre les deux provinces morphologiques s'effectue par une pente assez forte, un dénivelé de 1000 m affectant moins d'un degré de latitude, de 59° à 60°N. Dans la partie nord, aucune zone de fracture ne semble affecter la dorsale.

2 - La morphologie transversale

a) la partie sud

Cette partie se caractérise par une morphologie identique à celle de la dorsale medio-Atlantique. En dehors du domaine axial, les pentes à regards externes sont plus douces que celles à regards internes. Les dénivelés sont de l'ordre de 500 à 800 m (Shih *et al.*, 1978). Le domaine axial se présente sous la forme d'un graben de 600 m de profondeur sur 13 km de largeur environ (Vogt et Johnson, 1973a). L'axe proprement dit se situe sur le plancher interne de cette vallée axiale, ou parfois un haut central de 300 m de haut, à l'intérieur de ce graben (Laughton *et al.*, 1979).

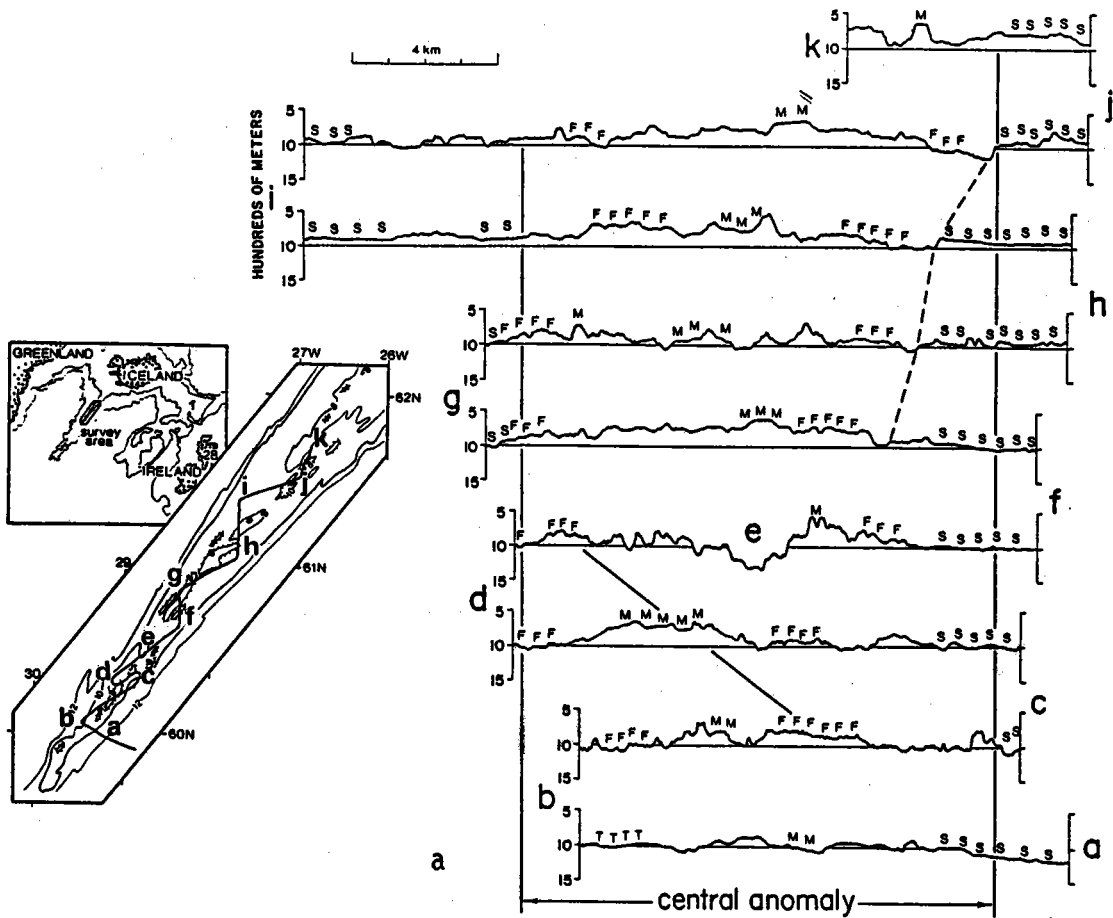


Figure 122 : a) Profils bathymétriques de détail sur l'axe de la dorsale de Reykjanes (M représente l'axe d'accrétion, F les zones tectonisées en failles normales) (d'après Shih et al., 1978)

b) Schéma structural de l'axe de la dorsale de Reykjanes montrent l'obliquité des structures dans le domaine axial (d'après Laughton et al., 1979).

b

b) la partie nord

La partie nord est classiquement reconnue comme une anomalie morphologique par rapport à la morphologie typique des dorsales lentes (Menard, 1967). Elle présente un bombement de 60 km de large élevé de 1000 à 1500 m par rapport aux flancs adjacents (fig.121a) (Talwani *et al.*, 1971). Le bombement montre des reliefs dont les dénivelés sont de l'ordre de 500 m (Talwani *et al.*, 1971 ; Luyendick *et al.*, 1979). Les reliefs en dehors du domaine axial possèdent les mêmes caractères morphologiques que les autres dorsales.

Le domaine axial s'étend sur 20 à 25 km de large (Talwani *et al.*, 1971 ; Jacoby, 1980). La dénivellation totale, du sommet du bombement aux dépressions adjacentes atteint 500 m. Le bombement est constitué de reliefs d'une centaine de mètres de dénivelé sur 0,5 à 1,5 km de large (fig.121b). Dans cette partie, l'axe se situe soit au sommet d'un dôme soit sur le fond d'un graben (Shih *et al.*, 1978 ; Jacoby, 1980). Les dimensions des dômes sont de 150 à 250 m de profondeur sur 2 à 3 km de large. Le centre des grabens peut être occupé par un petit dôme de 100 m de haut sur 500 m de large (fig.122a). Le bombement général (60 km) est interprété comme une conséquence de la proximité de l'Islande. Toutefois la dorsale de Kolbeinsey, au Nord de l'Islande n'est pas aussi caractéristique (Vogt *et al.*, 1980).

3 - Obliquité des structures

La direction générale de la dorsale de Reykjanes est N 36 (Talwani *et al.*, 1971 ; Searle et Laughton, 1981), direction visible sur toutes les grandes structures parallèles au domaine axial (fig. 122b).

A l'intérieur du domaine axial qui s'étend sur environ 13 km de large, les structures s'organisent selon des directions N 14, donc oblique par rapport à la direction générale (Laughton *et al.*, 1979 ; Jacoby, 1980 ; Searle et Laughton, 1981). Ces reliefs en échelon se trouvent sur toute la dorsale de Reykjanes et correspondent à l'activité volcanique la plus récente (Kuznetsov *et al.*, 1985). Les fissures en échelon, de 10 à 15 km de long et espacées de 3 à 10 km (Laughton *et al.*, 1979), par lesquelles se met en place le volcanisme, se retrouvent sur les stades dômes ou grabens (fig. 122b).

En dehors du domaine axial, les grandes structures mesurent une dizaine de kilomètres de long en moyenne et ont un espacement moyen de 2,6 km (Searle et Laughton, 1981). Le rejet des failles affectant ces reliefs atteint 600 à 800 m pour les plus importantes (Kuznetsov *et al.*, 1985).

L'obliquité des structures de la dorsale de Reykjanes pose un problème. Est-elle due à une réorientation récente de la direction d'expansion ? Correspond-elle à une fracturation de la croûte limitée au domaine axial qui se réoriente ensuite ? ou qui ne se réoriente pas ?

Searle et Laughton (1981) proposent une fracturation hors du domaine axial oblique par rapport à la direction d'expansion tandis que celle du domaine axial est normale. L'obliquité des structures hors axe est due à une réponse de la croûte à l'expansion -la croûte cassant selon des lignes de faible résistance. Dans le domaine axial, l'orientation des fissures serait normale à la direction d'expansion -la croûte étant approximativement homogène dans cette partie.

Cette interprétation implique une tectonique hors axe. Francis (1973) montre que la sismicité concentrée dans le domaine axial est faible lorsque la vallée médiane est absente.

Une autre hypothèse est que la croûte océanique se fracture suivant des directions en partie indépendantes de la direction d'expansion, et ceci de façon instable dans le temps. Dans l'histoire de la dorsale de Reykjanes, l'orientation de cette dernière était soit oblique et linéaire, soit perpendiculaire et en échelon à la direction d'expansion (Vogt et Avery, 1974 ; Vogt et Johnson, 1975). Ces changements de l'orientation de la dorsale, sans changement de la direction de l'expansion (Archambault, 1984), s'effectuent par sauts d'axe, ou par migration progressive de celui-ci. Ces changements pourraient être liés au fonctionnement d'un "point chaud" sous l'Islande (Vogt et Johnson, 1975).

Toutefois, les données concernant l'axe actuel montrent que le changement d'orientation s'effectue brutalement, certainement par des sauts d'axe, la croûte se fracturant suivant des lignes de plus faible résistance.

4 - Conclusion

La dorsale de Reykjanes est actuellement considérée comme une anomalie topographique en comparaison des autres dorsales à taux d'expansion lent. Toutefois, la morphologie en dôme de cette dorsale semble se retrouver dans l'Atlantique sud (Fox, communication personnelle). Le domaine axial proprement dit se présente sous la forme d'un dôme ou d'un graben.

Les structures de ce domaine sont obliques par rapport à la direction générale de la ride et des failles en dehors du domaine axial. Dans le temps, cette dorsale a subi des réarrangements d'orientation qui montrent qu'une dorsale peut être oblique à la direction de l'expansion et impliquent la possibilité de sauts d'axe.

Les structures obliques du domaine axial et les escarpements en dehors de ce domaine mesurent 10 à 15 km de long.

III - LE SYSTEME GOLFE DE TADJOURA - AFAR - MER ROUGE

L'étude du système Golfe de Tadjoura - Afar - Sud Mer Rouge a pour but de reconnaître le mode de mise en place d'une dorsale dans un contexte en début d'ouverture. Il était intéressant également de savoir si l'expression première d'une dorsale était différente au point de vue morphologie, activité volcanique et tectonique et réaction de la croûte aux contraintes que des dorsales océaniques qui ont une histoire beaucoup plus ancienne. Ce travail n'est que préliminaire à des études comparatives plus poussées qu'il serait intéressant de mener.

Dans cette étude, on ne détaillera pas les nombreuses données existantes sur ce système complexe, Seules les données obtenues par submersible dans le Golfe de Tadjoura et le Sud de la Mer Rouge seront rapidement passées en revue.

Ce système correspond à un ensemble de trois axes d'expansion qui s'intersecte au niveau du point triple des Afars. Ces trois axes sont la Mer Rouge au NW, le Golfe d'Aden avec son extrémité occidentale le Golfe de Tadjoura à l'ENE, enfin le rift est Africain au SSW. Ces axes d'accré-

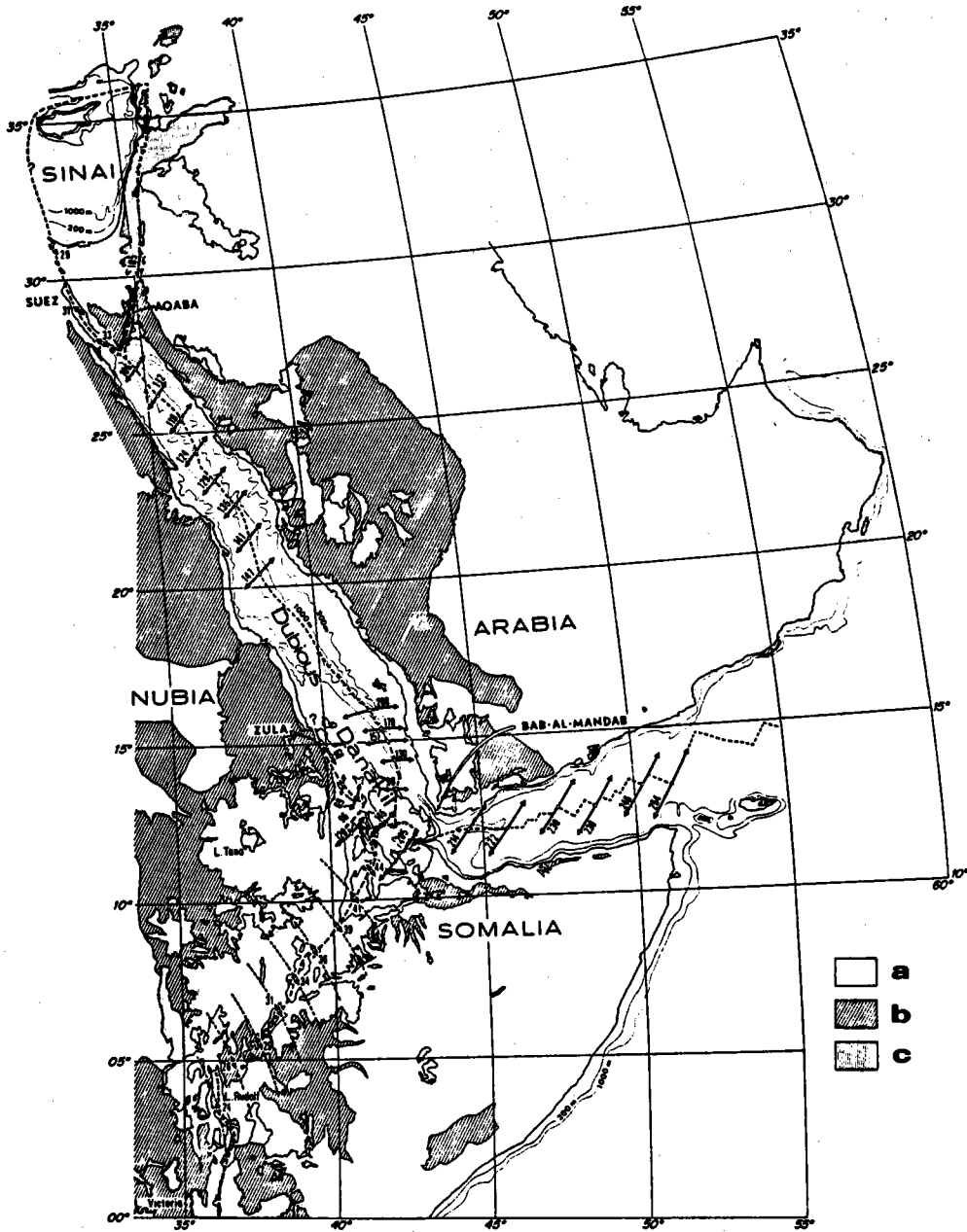


Figure 123 : Positionnement de l'ensemble du système Mer Rouge - Golfe d'Aden (et Golfe de Tadjoura) et rift Est-Africain. La triple jonction s'effectue au niveau de l'Afar (d'après Le Pichon et Francheteau, 1978).

tion séparent les plaques Arabe - Nubienne et Somalienne (fig.123) (Mc Kenzie *et al.*, 1970 ; Le Pichon et Francheteau, 1978). Le golfe d'Aden s'ouvre depuis 25 à 30 M.a., la première anomalie magnétique identifiable étant l'anomalie J (Girdler et Styles, 1978). Le taux d'ouverture aurait d'abord été de 2,13 cm/an et serait actuellement de 2 cm/an (Girdler et Styles, 1978). L'ouverture de la mer Rouge a débuté vers 38 M.a. dans sa partie sud à un taux de 2,6 cm/an (Girdler et Styles, 1974). Son taux est actuellement de 1,8 cm/an (Girdler et Styles, 1974) à 1,5 cm/an (Miller *et al.*, 1985) avec une asymétrie importante, la plaque Arabe s'éloignant plus lentement de l'axe actuel que la plaque Nubienne (0,5 cm/an contre 1,0 cm/an) (Miller *et al.*, 1985).

1 - Le golfe de Tadjoura

L'étude approfondie de l'organisation générale du golfe de Tadjoura s'effectue par deux approches différentes. D'une part une approche bathymétrique d'ensemble (fig.124) par l'étude de la carte bathymétrique de Ruegg et Tisseau (1977) auquel sont confrontés les levés Seabeam effectués lors de la campagne Precyad (1983) (fig.125), puis une étude plus détaillée à partir des plongées en submersible Cyana (campagne Cyaden 1984) sur quatre zones du golfe (boîtes I à IV, fig.127 à 132).

a) étude bathymétrique générale

Ce golfe correspond à l'extrémité occidentale du golfe d'Aden, assurant le passage de celui-ci jusqu'à la dépression du Ghoubbet en Afar. De profondeur n'excédant pas 1500 m (fig.124a) et avec une importante activité sismique (Lépine *et al.*, 1980 ; Ruegg *et al.*, 1980 ; Cyaden Scientific Team 1986), ce golfe présente trois directions structurales majeures : N 30, N 80-90 et N 130-150.

Les directions N 30 correspondent à des linéations structurales qui se trouvent sur les marges et se continuant parfois dans le bassin (fig.124b). Cette direction, déjà reconnue dans le golfe de Tadjoura (Bäcker *et al.*, 1973) correspond à leur direction d'ouverture (Mc Kenzie *et al.*, 1970 ; Le Pichon et Francheteau, 1978). Ces zones de failles peuvent se re-

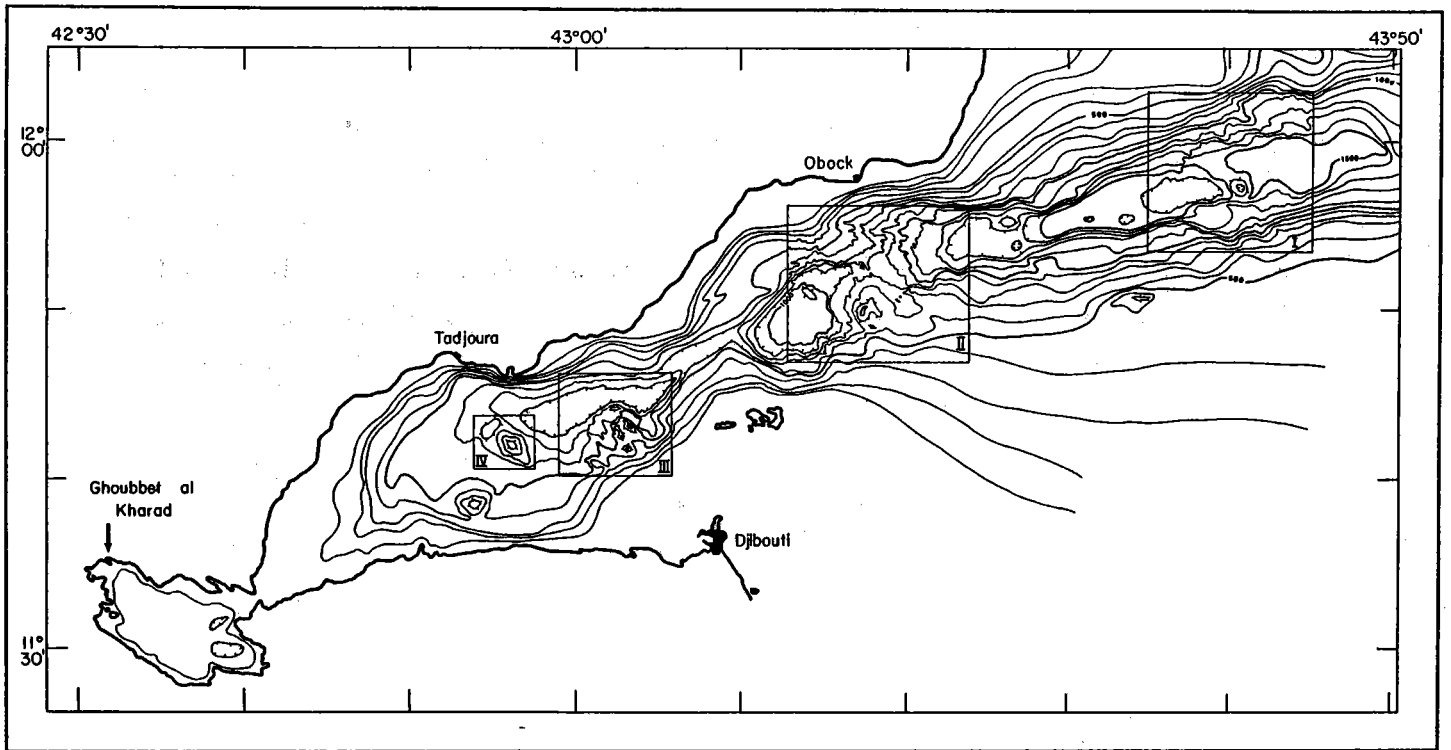


Figure 124a: Carte bathymétrique de Ruegg et Tisseau (1977) complétée par les levés Seabeam de la campagne Precyad (1983).

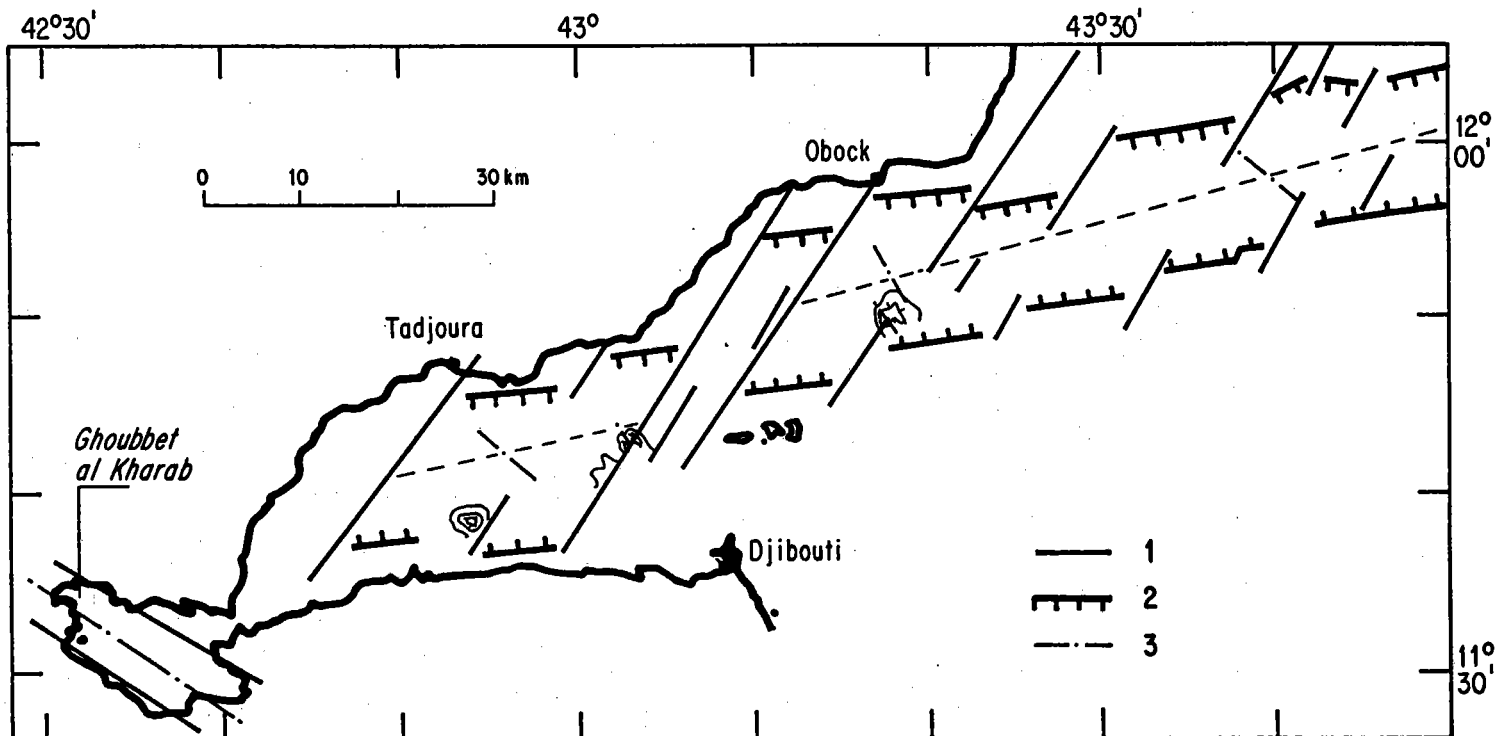


Figure 124b: Schéma structural de la carte bathymétrique (1 : N 30 : direction d'ouverture du golfe et décalages de la marge. 2 : la marge. 3 : direction des axes d'accrétion. En pointillés : direction de la dépression centrale du golfe).

trouver à terre. La zone transformante d'Arta autour de $12^{\circ}50'E$ (Arthaud *et al.*, 1980b) est un exemple de ces directions. Accolés à la marge sud et se situant sur ces accidents, des reliefs circulaires ou allongés selon une direction N 150 se trouvent à $43^{\circ}18'$, $43^{\circ}04'$ et $42^{\circ}54'$ E (fig.124b).

Les directions N 80-90 sont les orientations des marges du golfe. Ces marges sont parallèles entre elles et délimitent une dépression de 15 à 20 km de large, orientée N 70-75. La marge se présente en échelon décalés par des directions N 30. La dépression est aussi décalée en un endroit par ces directions N 30 au SW d'Obock. Ce décalage est d'une dizaine de kilomètres et est reconnu depuis longtemps comme un accident important (Laughton *et al.*, 1970).

Les directions N 130-150 correspondent à des alignements peu représentés, situées dans l'axe de la dépression. Ce sont des reliefs d'un dénivelé de 200 à 400 m. La direction de l'axe du Ghoubbet est N 125.

b) Etude détaillée

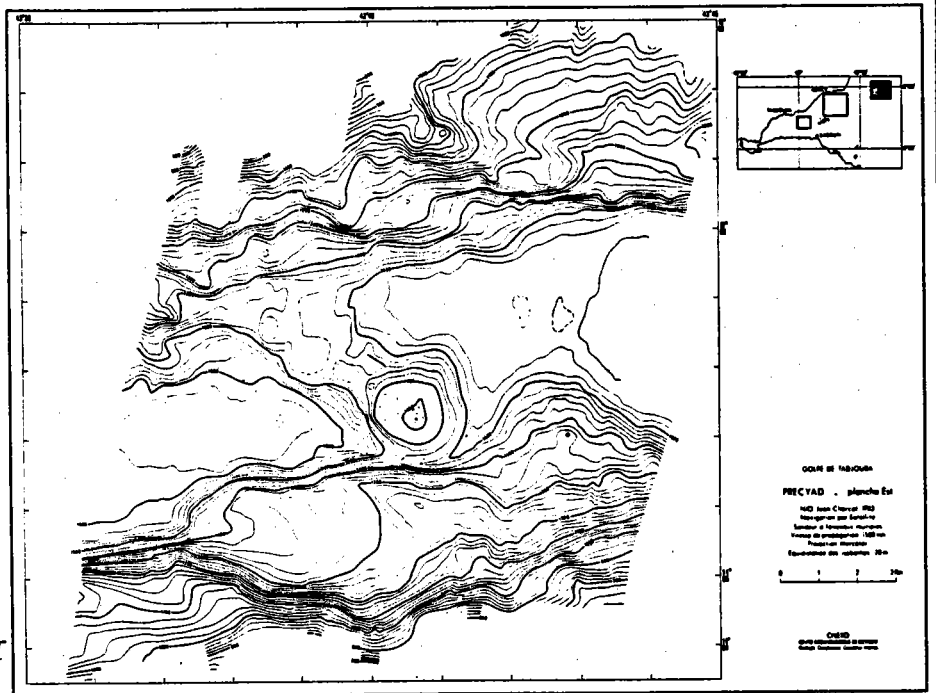
Quatre zones (I à IV) ont été étudiées dans le détail au point de vue bathymétrie (campagne Precyad 1983) et observations par submersible (campagne Cyaden 1984). Parmi les 26 plongées effectuées (Cyaden Scientific Team 1986), seules 11 sont utilisées dans ce travail.

- La zone I

C'est la zone la plus orientale de toutes les zones étudiées. Elle correspond à la limite entre le golfe de Tadjoura et le golfe d'Aden. Elle se compose de deux marges de direction N 80-90 (fig. 126), de plus de 800 m de hauteur, bordant une dépression située entre 1540 et 1620 m de profondeur (fig. 125). Un relief d'une centaine de mètres de haut, sur lequel se situe un volcan entaillé par une caldera. Ce volcan atteint 200 m de hauteur et a un diamètre de 3 km environ. L'ensemble de ce relief est orienté N 130 et se trouve limité à ces extrémités nord et sud par les marges. Sa largeur est de 3 à 4 km et sa longueur atteint 6-7 km. Quelques linéations N-S (fig. 126) structurent les marges.

La plongée CY 103 sur cette zone (fig. 127) permet d'en caractériser la nature. Outre l'importante couverture sédimentaire présente dans tout le golfe, des laves en coussins fraîches forment la zone active (fig.

Zone I



Zone II

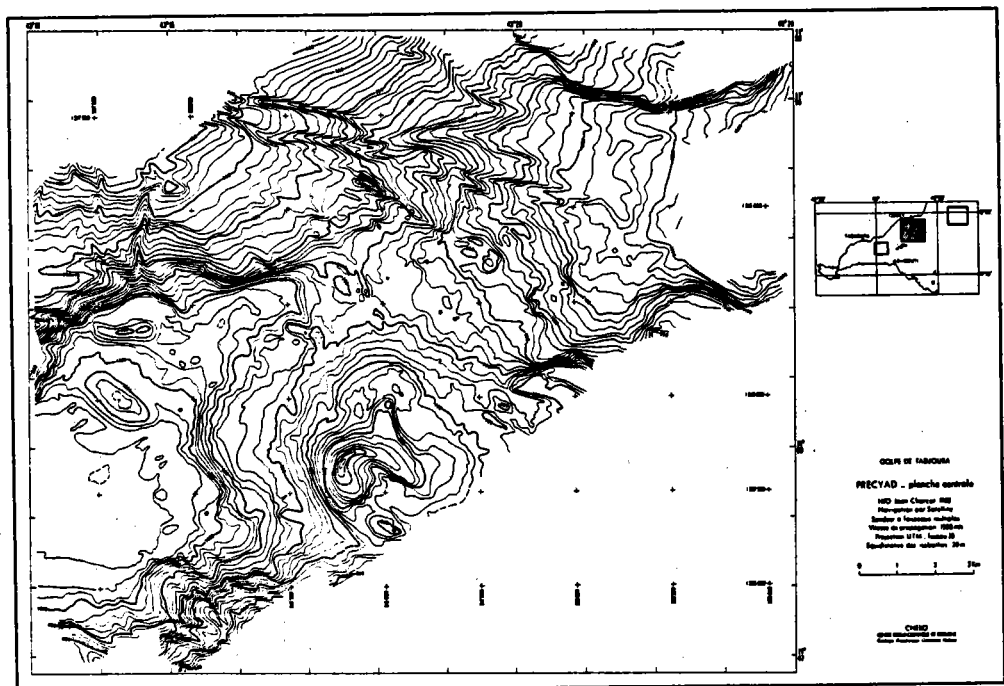
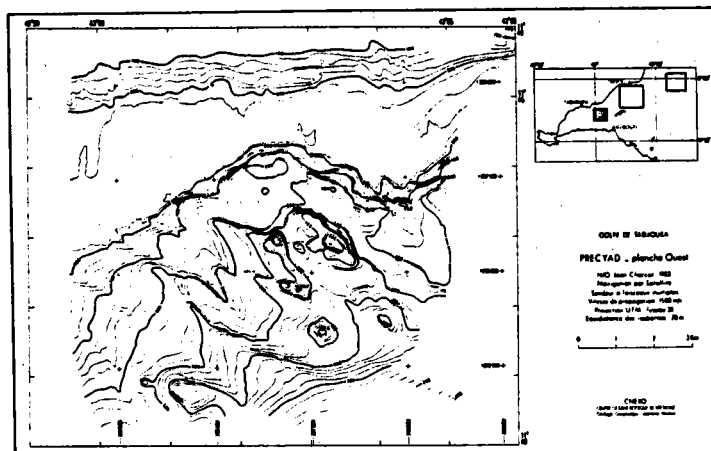
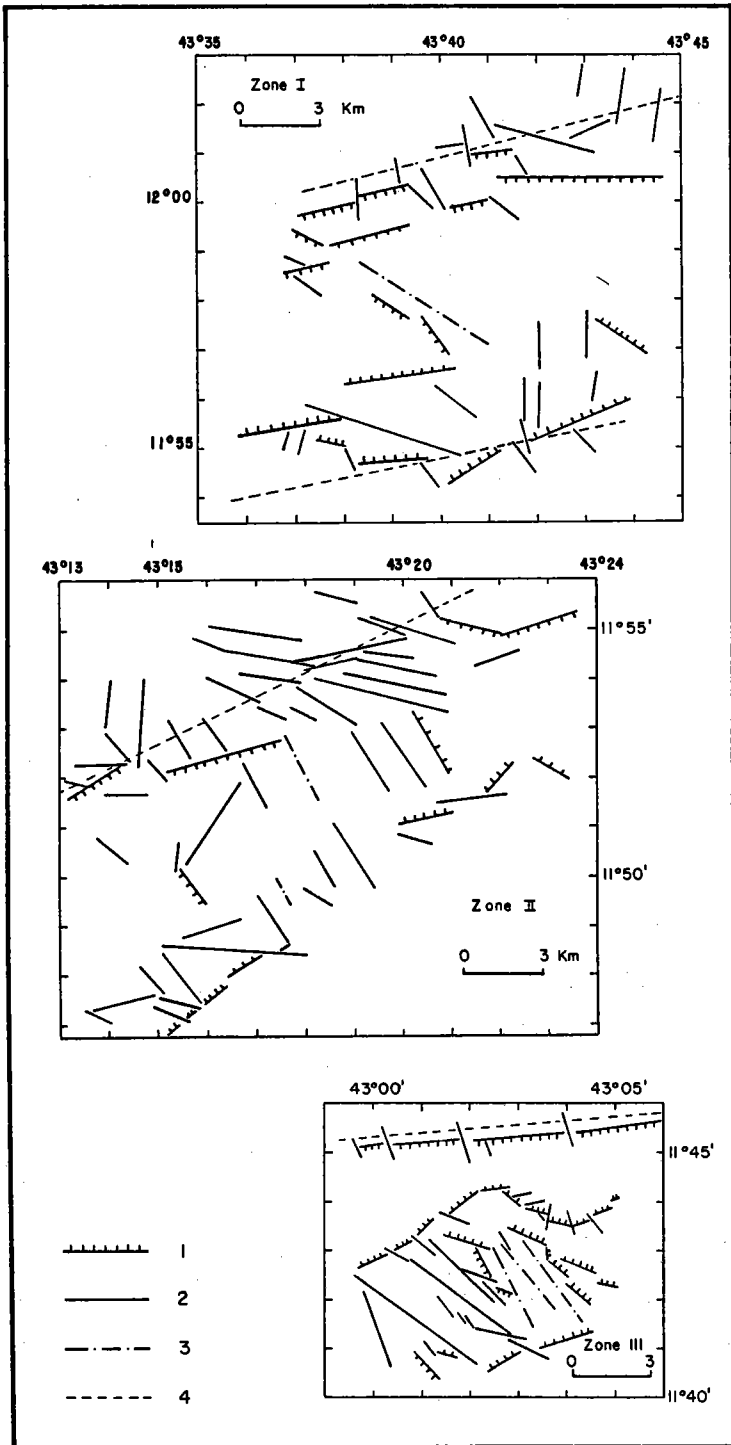


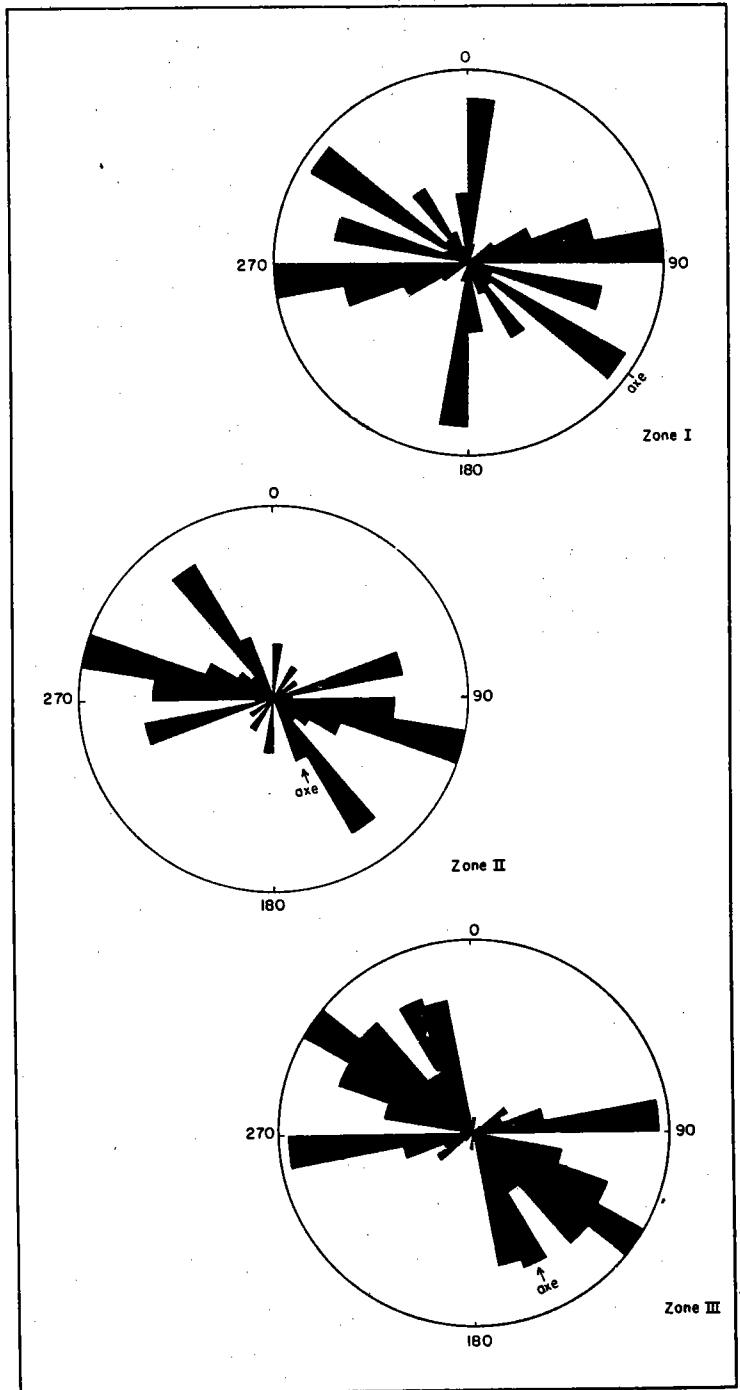
Figure 125 : Cartes bathymétriques Seabeam (campagne Precyad, 1983) dans le golfe de Tadjoura.

Zone III





a



b

Figure 126 : Schémas structuraux des zones I à III (a) et roses de fréquence des directions à partir de ces schémas (b).
 (1 : escarpement. 2 : inflexions dans la bathymétrie.
 3 : axe d'accrétion. 4 : direction des marges).

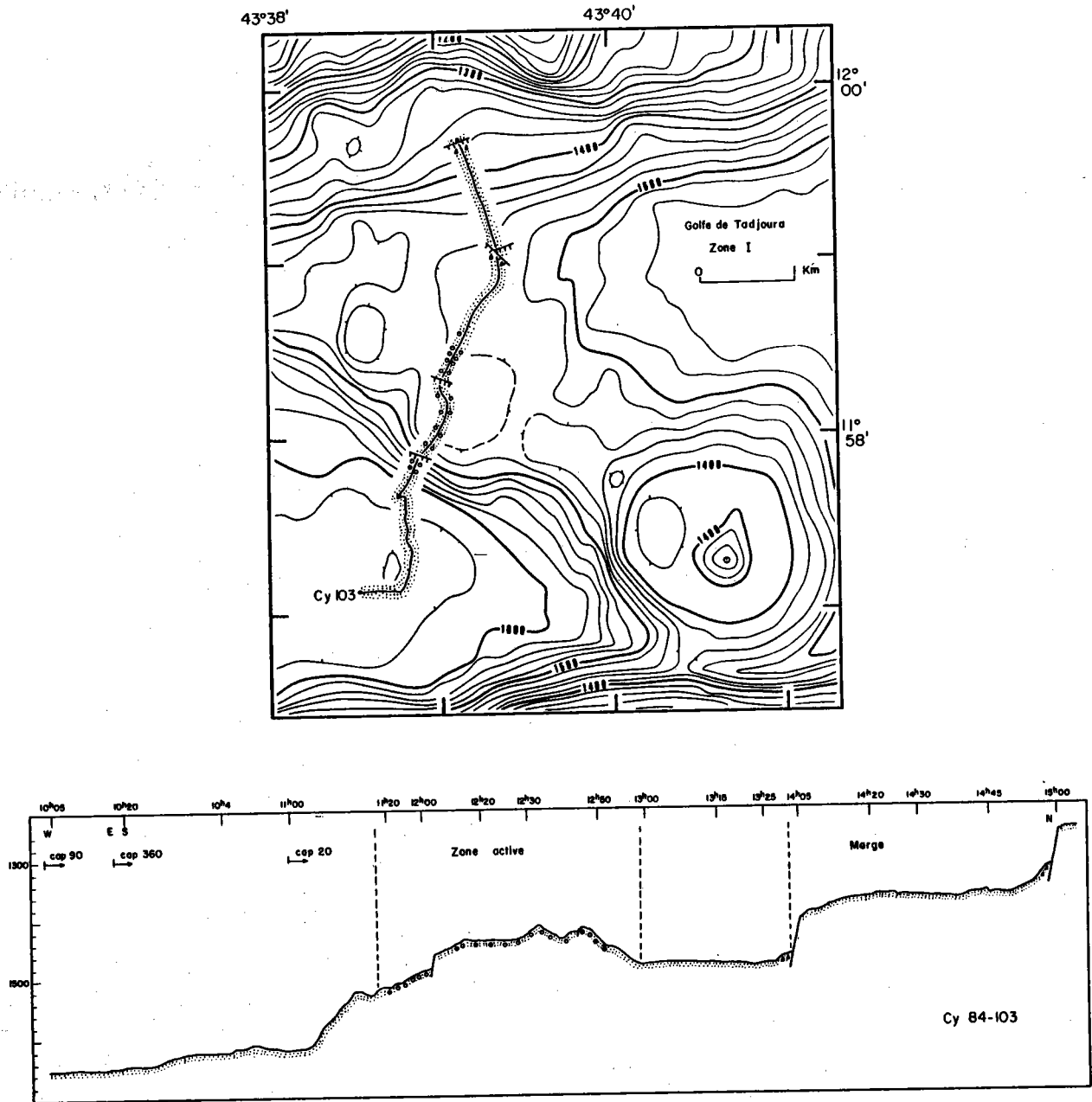


Figure 127 : Coupe géologique et positionnement de la plongée CY 84-103 dans la Zone I (campagne Cyaden 1984) (les pointillés = sédiments, les cercles = laves en coussins, les triangles = éboulis).

127). La partie la plus récente constitue essentiellement le sommet du relief. Les directions des failles observées sont N 70 (parallèles à la marge) et N 110-130 qui recouperont l'ancienne direction N 70 et correspondent à l'activité tectonique récente (Cyaden Scientific Team 1986). Le volcan sud-est est également composé de laves fraîches (Cyaden Scientific Team, en préparation).

- La zone II

C'est la zone explorée le plus en détail. Située immédiatement au Sud d'Obock, plusieurs directions la caractérisent. Une direction N 70-80 (fig. 126) correspond à la direction de la marge. Une direction N 140-150 correspond aux structures situées dans la dépression centrale. Enfin, une direction N 90-110 s'aligne avec les canyons principalement situés sur la marge nord.

La profondeur de la dépression centrale varie de 1000 à 1200 m. Un relief de 200 à 400 m de dénivelé est gouverné par des structures N 140-150. Une structure en croissant est accolée à la marge sud. Cette structure, de plus de 500 m de dénivelé, se situe dans le prolongement du linéament N 30 visible sur la marge. Sept plongées en submersible ont couvert l'ensemble de la zone (fig. 128). Elles ont exploré la marge, le relief central ainsi que la structure en croissant.

L'activité volcanique la plus récente est située au niveau du relief central orienté N 140 (CY 84-113, 116) et sur la structure en croissant où elle semble encore plus récente (CY 84-114) (fig. 128 et 130). D'anciennes zones volcaniques (laves en coussins) se situent sur les flancs du relief central (CY 84-113, 118) (fig. 128) et sur les flancs et au bas de la structure en croissant (CY 84-102, 114 et 117) (fig. 129).

Deux systèmes de failles sont principalement reconnus. Un système N 70 à 110 correspondant aux différentes directions des marges dans cette zone. Ces failles sont peu (CY 84-117) ou pas actives (CY 84-118, 113). Toutefois, au pied de deux failles, situées dans le canyon exploré lors de la plongée CY 84-115 sur la marge nord, des sorties de fluide chaud sont présentes (Cyaden Scientific Team 1986). L'autre système est orienté N 120-160 et correspond aux failles actives (CY 84-116, 114). Ces directions recouperont les directions précédentes (CY 84-116) et sont liées aux zones vol-

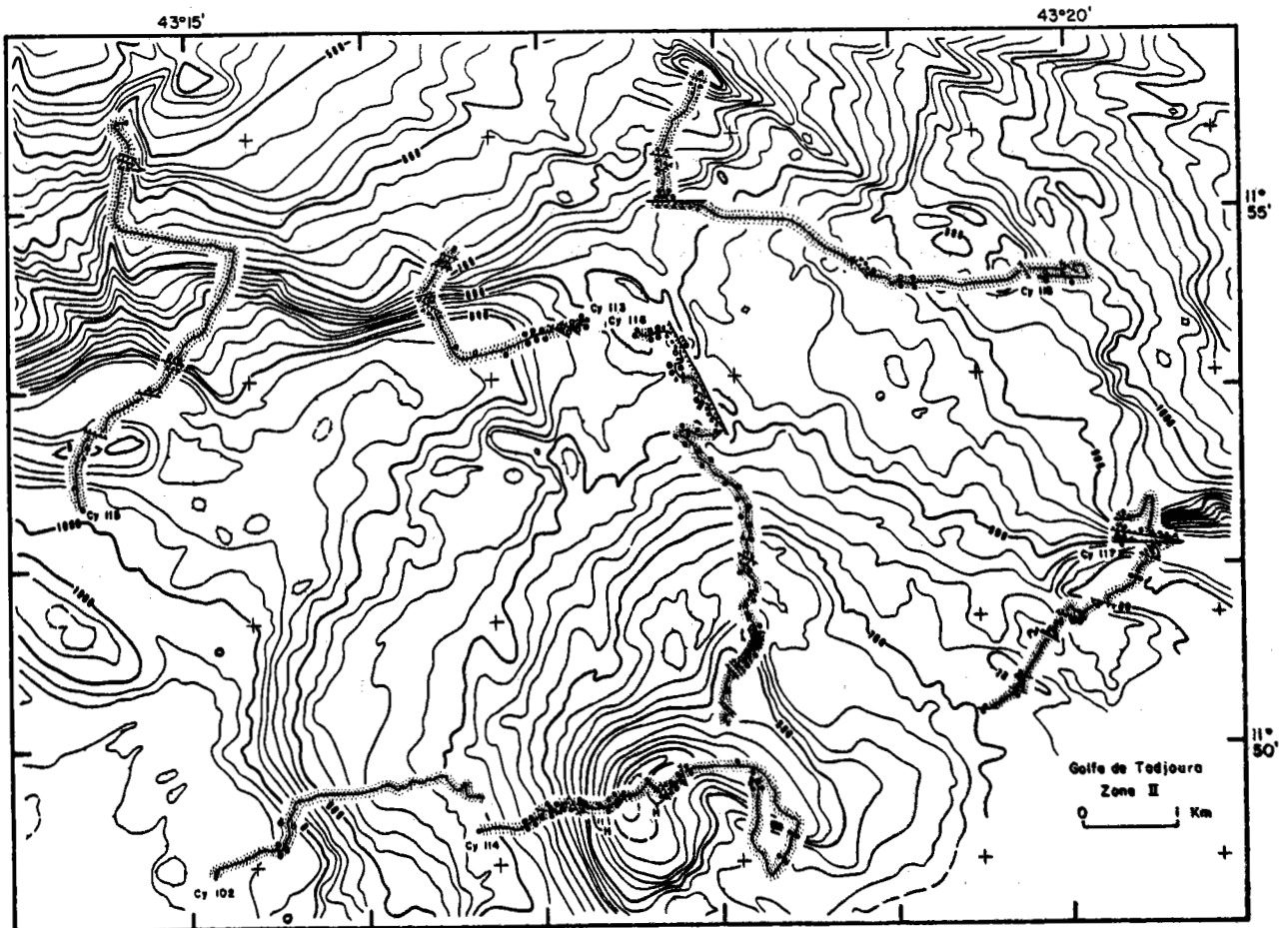


Figure 128 : Localisation des plongées (campagne Cyaden, 1984) situées dans la zone II.

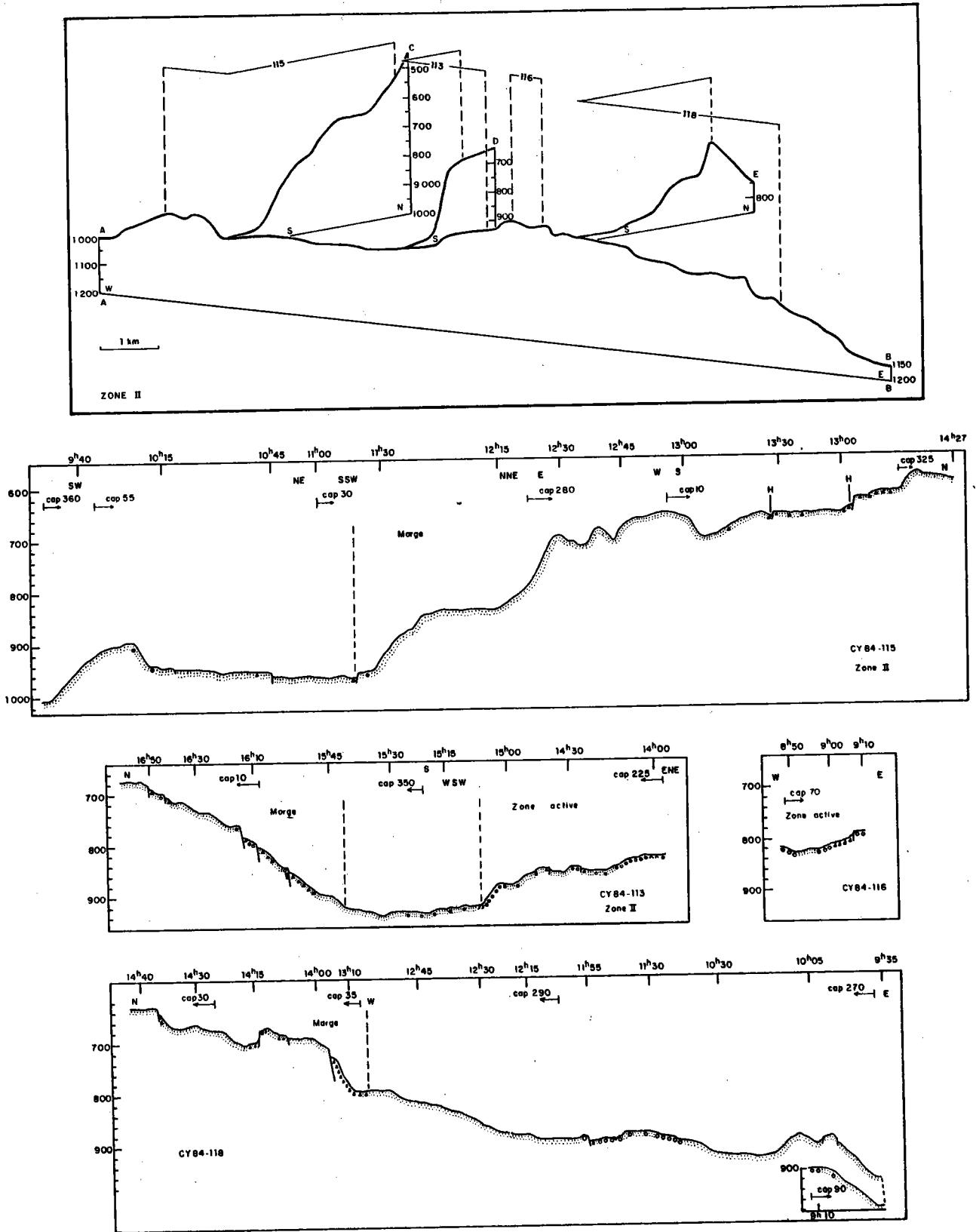


Figure 129 : Positionnement sur des coupes bathymétriques (E.V. = 4) et coupes géologiques des plongées effectuées dans la zone II (campagne Cyaden 1984). (voir légende zone I).

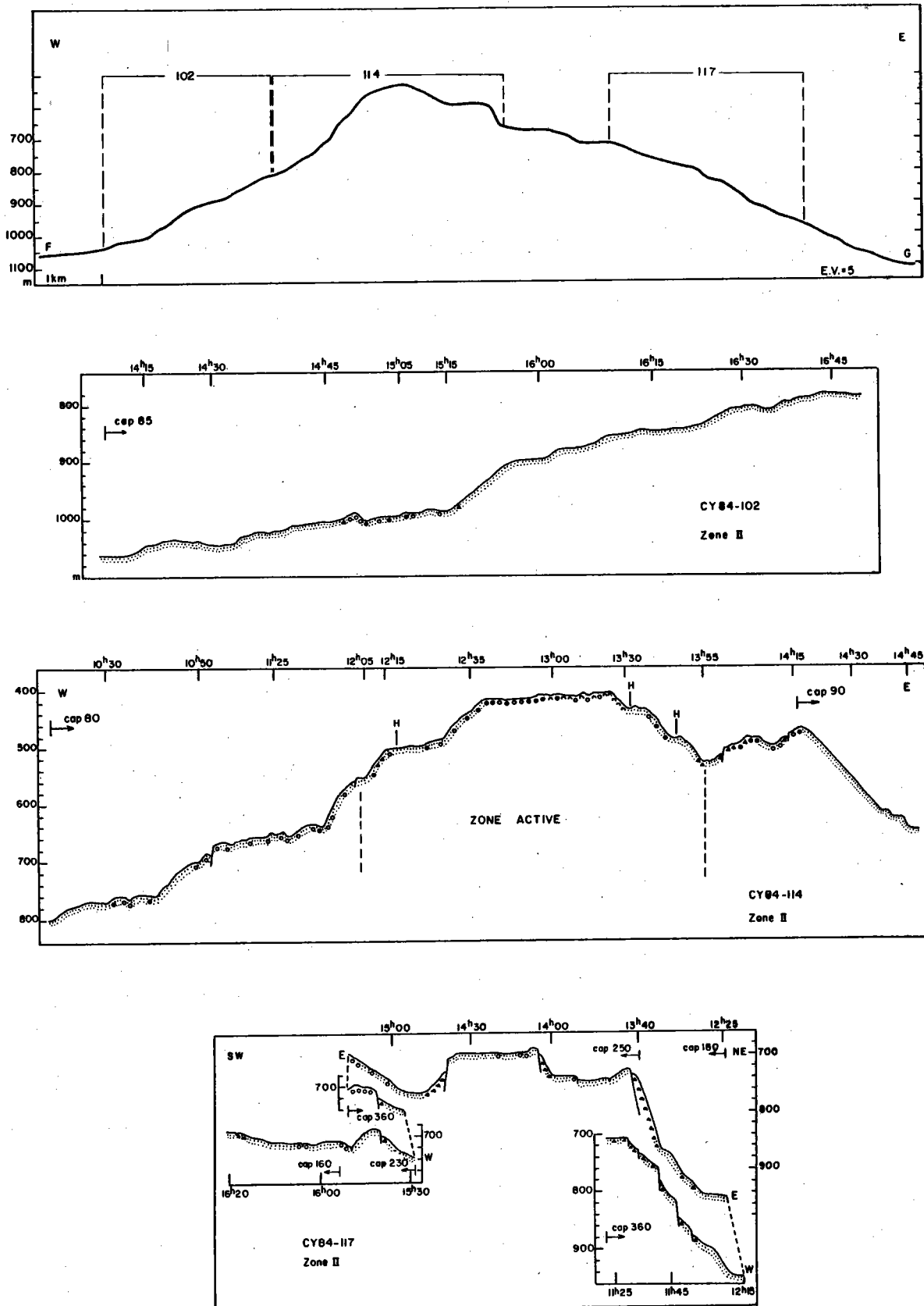


Figure 130 : Positionnement sur une coupe bathymétrique (E.V. = 4) et coupes géologiques des plongées effectuées dans la Zone II (campagne Cyaden 1984) (voir légende Zone I).

caniques récentes. Ces directions se retrouvent à 4 km à l'Est de l'axe (CY 84-118) mais sont alors inactives.

Sur la structure en croissant, trois zones hydrothermales ont été rencontrées (CY 84-114). Il s'agit d'émission de fluides chauds à travers les sédiments et des éboulis de pied de faille, associée à des dépôts jaunâtres.

- La zone III

Accolée à la marge sud déformée par la zone transverse (N 30), du Sud d'Obock, cette zone III se présente sous la forme d'une structure circulaire dans laquelle trois directions majeures apparaissent (fig. 126). La direction N 80-90, correspond aux marges et un ensemble N 120-170 structure l'ensemble de ce relief circulaire. Ces directions se retrouvent dans les canyons entaillant la marge nord. Le sommet de cette structure de plus de 500 m de haut est formé de deux rides allongées suivant la direction N 140, séparées par une dépression de 60 m de profondeur et 1 km de largeur. Les plongées CY 84-119 et 121 se sont effectuées approximativement sur les deux flancs de cette structure circulaire (fig. 131). Aucune activité volcanique récente n'a été observée sur ce relief. Le sommet est constitué en partie de récifs coralliens anciens surmontant des coulées de laves en coussins. L'activité tectonique est récente sur les plans des failles orientés N 110-150, les failles orientées N 60-70 sont anciennes.

De l'activité hydrothermale (fluides chauds et dépôts jaunâtres) ont été observés lors de la plongée CY 84-119, sur les sédiments de la dépression bordée par les marges, vers 840 m de profondeur. Aucune faille orientée N 30 n'a été observée.

- La zone IV

Cette zone est morphologiquement la plus simple. C'est un haut de 400 m de dénivelé, allongée dans la direction N 110-120 (fig. 132). La plongée CY 84-124, qui le traverse perpendiculairement, montre qu'il s'agit d'un relief volcanique avec quelques fissures ouvertes N 110. Les laves sont très fraîches, recouvertes d'une fine pellicule sédimentaire. Sur quelques pentes, il existe des éboulis de lave qui ne sont pas associés à des failles visibles.

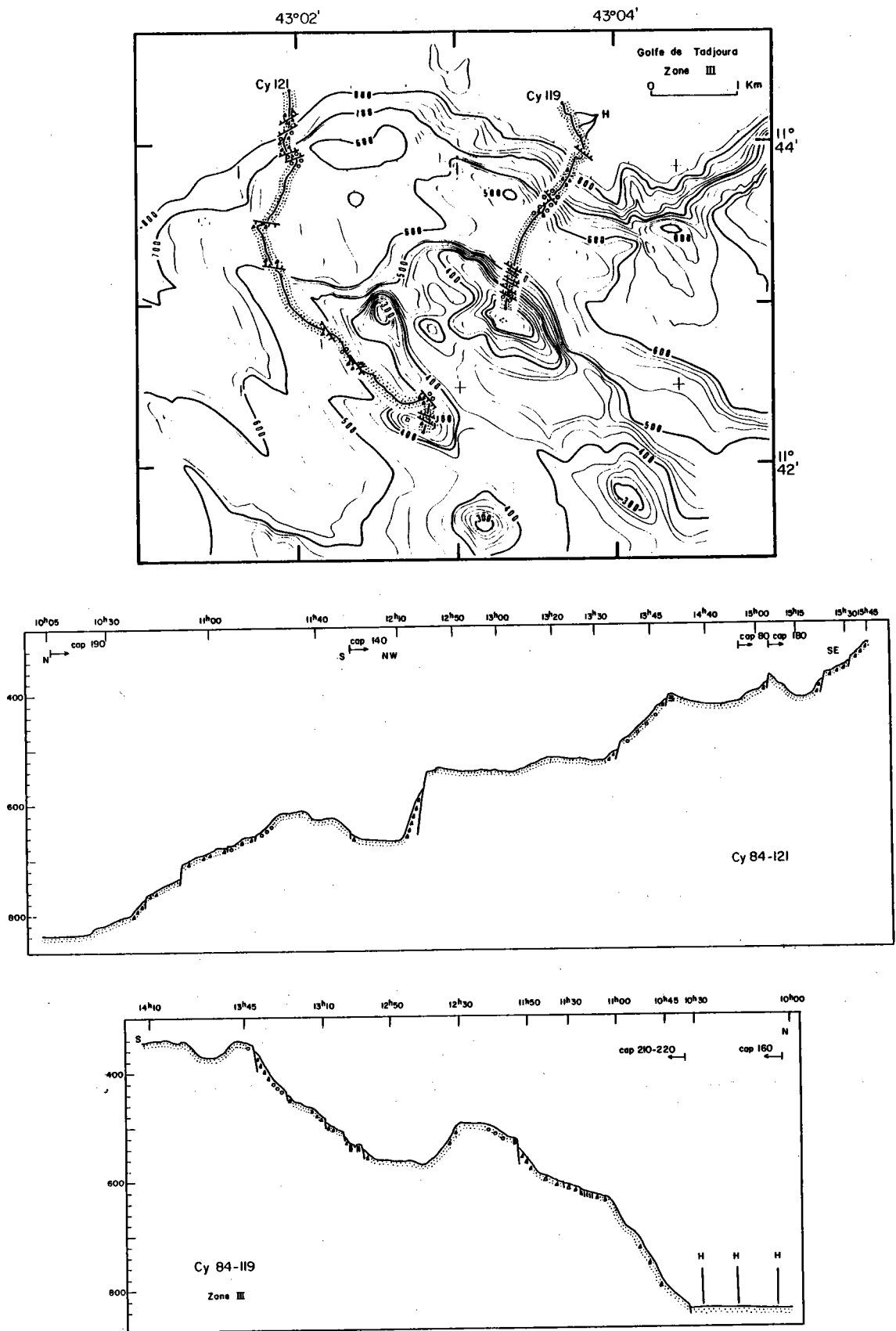


Figure 131 : Positionnement et coupes géologiques des plongées effectuées dans la zone III (campagne Cyaden 1984) (voir zone I pour les légendes, H : hydrothermalisme).

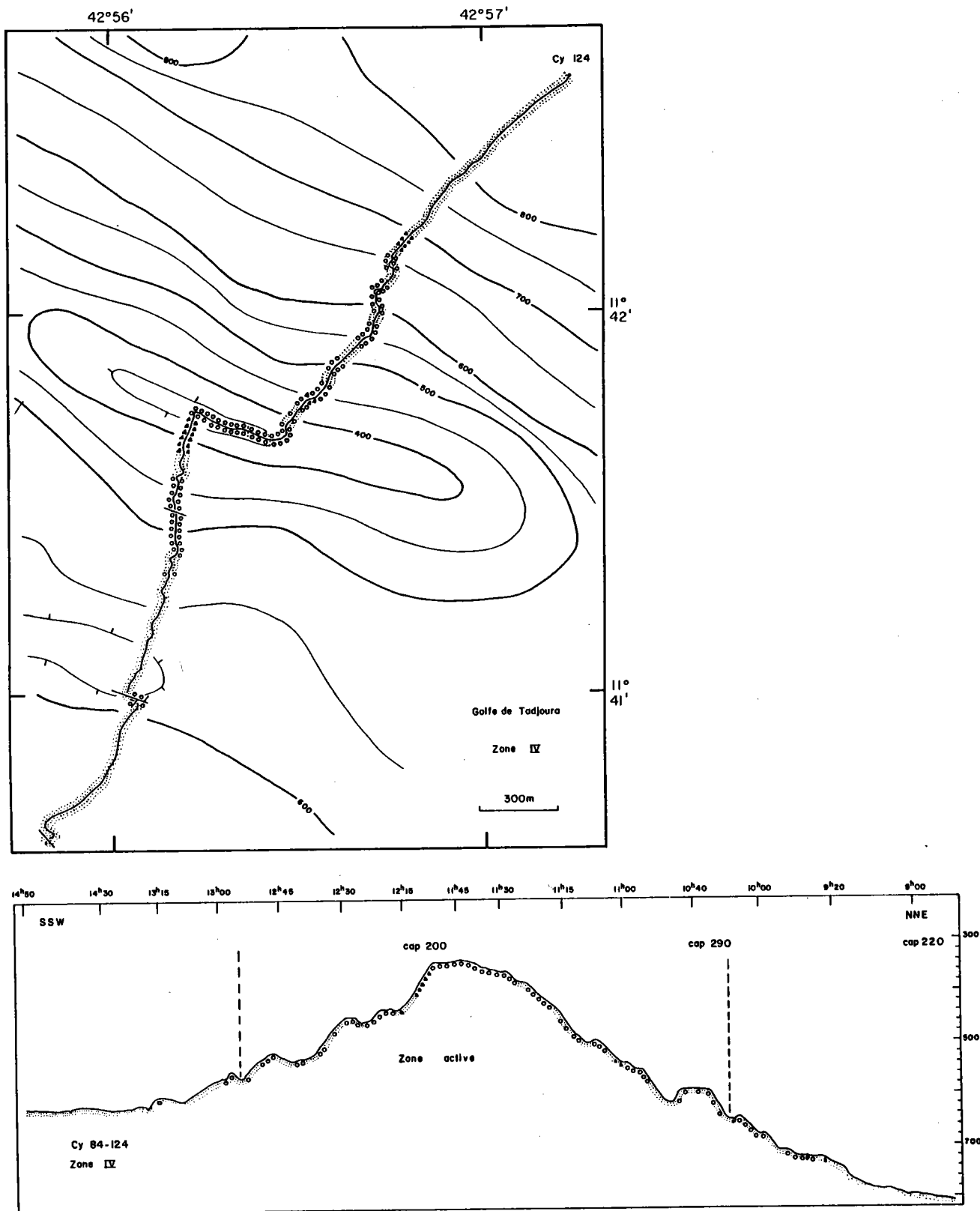


Figure 132 : Coupe géologique et positionnement de la plongée CY 84-124 dans la Zone IV (campagne Cyaden 1984) (voir légende Zone I).

2 - L'Afar

Cette zone rentre dans ce travail pour deux raisons : d'une part la comparaison de la morphologie des rifts au niveau du Ghoublet et du lac Asal avec les rifts océaniques, d'autre part, l'analyse des structures liées à la tectonique d'extension, observées à différentes échelles dans cette zone, pour les comparer à celles présentes sur les dorsales océaniques.

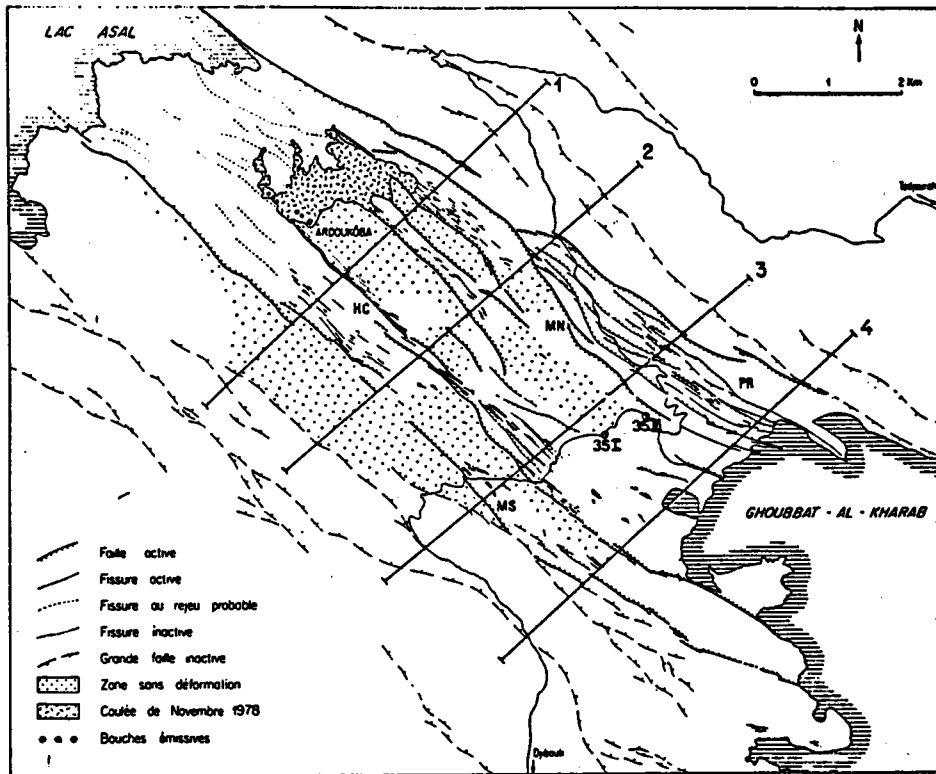
a) Contexte général

L'Afar sert de zone de relais entre la dorsale du golfe d'Aden et celle de la Mer Rouge, le rift Est-Africain arrivant au Sud (Mohr, 1970 ; Mc Kenzie *et al.*, 1970). Ce relais semble s'être effectué par rotation de la bielle danakile (Mohr, 1970 ; Sichler, 1980). Les directions structurales majeures sont SSE-NNO et ESE-ONO essentiellement (fig. 133a), directions respectives de la Mer Rouge et du golfe d'Aden (Tazieff, 1973). Les directions structurales du rift Est-Africain (N 10) se terminent brutalement à l'intersection avec les autres directions (Barberi *et al.*, 1972). Le domaine le plus caractéristique de l'Afar représentant un rift émergé semble être la continuité occidentale du golfe de Tadjoura : le rift d'Asal-Ghoublet (ou Ardoukôba) (Needham *et al.*, 1976).

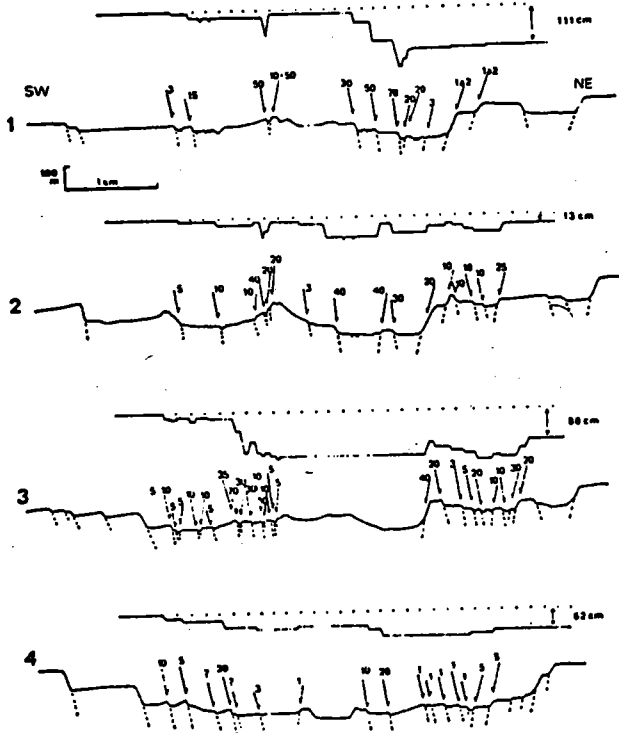
b) Morphologie et structure du rift d'Asal-Ghoublet

Ce rift émergé se situe entre le lac d'Asal et la baie du Ghoublet. C'est un seuil de 12 km de long affecté par un volcanisme très récent à actuel orienté ESE-ONO (Stieltjes, 1973 ; Tamsett, 1986). Le rift est la partie centrale d'un large graben qui s'étire sur 40 km de longueur (Stieltjes, 1973 ; Grellet, 1984). Ce graben atteint une largeur de 45 km entre les monts Dir Dir au Sud et les monts Gouda au Nord. Le rift, qui correspond à l'ouverture tectonique actuelle, présente une asymétrie importante. Il est déplacé vers le flanc nord-est du graben, situé ainsi à seulement 8 km des monts Gouda (fig. 134a).

Le rejet vertical cumulé des murs bordiers est de 600 m. Les murs sont constitués de failles normales à regard interne de rejet individuel d'environ 100 m. Ces plans de faille subverticaux en surface s'aplatissent avec la profondeur jusqu'à des valeurs de 60° (Grellet, 1984). Le bascule-



a



b

Figure 133 : a) Schéma structural du rift du Ghoubbet et positionnement des coupes 1 à 4.

b) Coupes topographiques et mouvements d'affaissement le long de failles normales consécutifs à l'évènement de novembre 1978. Les chiffres donnent des valeurs en centimètres, d'après Le Dain et al. (1980).

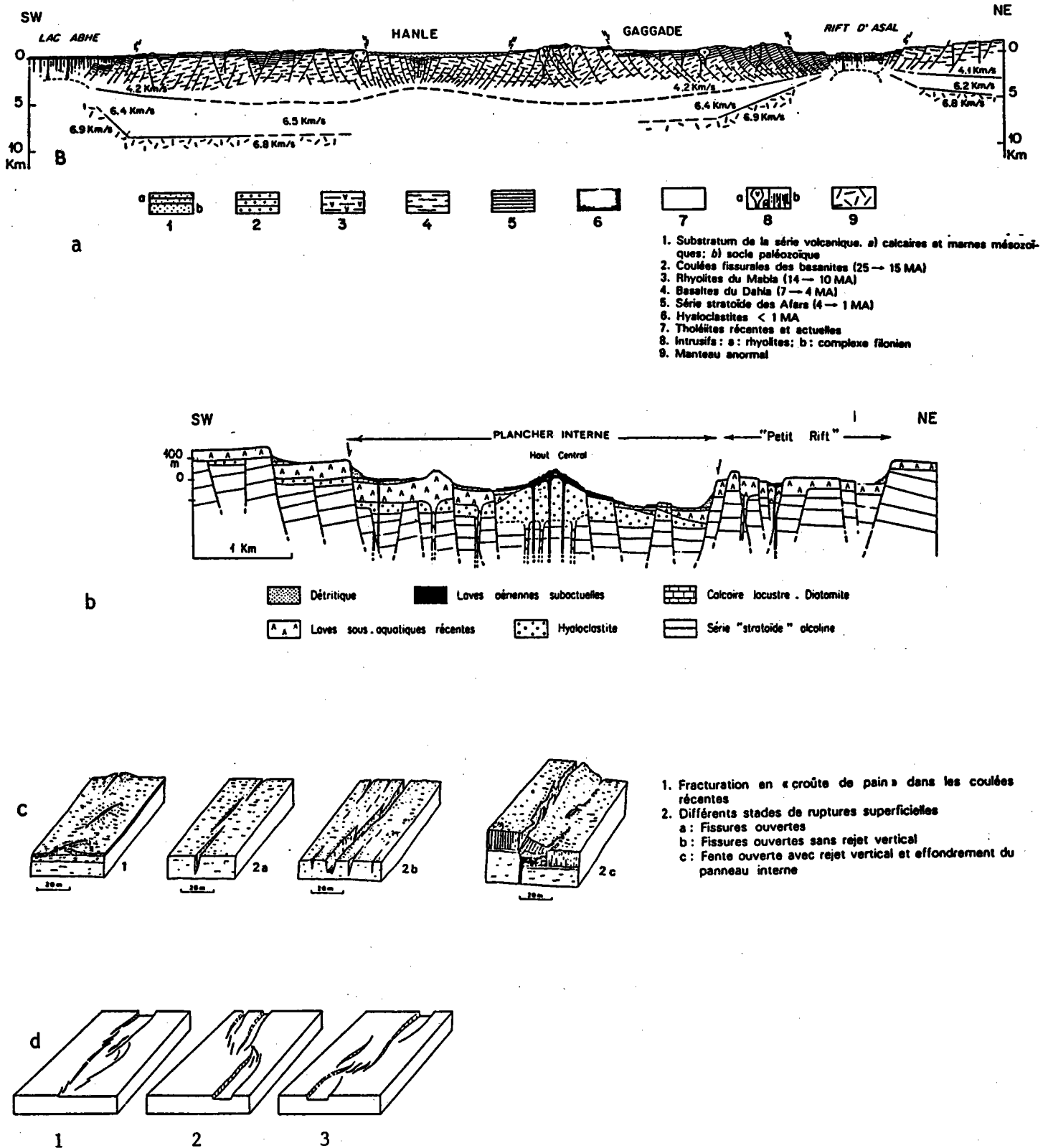


Figure 134 : Coupes géologiques générales (a) (d'après Grellet, 1983) et de la partie axiale (b) (d'après Le Dain et al., 1980) du rift du Ghoubbet. Structures en extension (c) (d'après Grellet, 1983) et structures de relais (d) de fissures (1), de failles (2) et de grabens (3) (d'après Le Dain et al., 1980) sur le plancher interne du rift.

ment externe de blocs isolés par ces failles augmente avec la distance à l'axe. La zone axiale (le rift) correspondent aux épisodes volcaniques les plus récents (Stieltjes *et al.*, 1976) mesure 5 à 7 km de large. Cette vallée est affectée par une tectonique fissurale et des failles normales de rejet moindre que ceux des murs du graben (Stieltjes, 1973 ; Grellet, 1984). La largeur des fissures est de l'ordre du mètre, avec un maximum de 10 m. Leur longueur varie de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Le volcanisme le plus récent forme un haut central (fig.134b) d'une centaine de mètres de haut et large d'environ 1 km.

c) L'évènement de 1978

Les structures tectoniques liées à cet épisode ont été décrites en détail par Le Dain *et al.* (1980) et rappelées par Grellet (1984). Les structures tectoniques actives sont localisées dans ou aux limites du domaine axial, sur 10 km de long et 3 km de large (fig. 133b). Les caractéristiques essentielles sont :

- des fissures de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres s'ouvrent dans la zone axiale, Des fissures préexistantes peuvent rejouer. L'ouverture de ces fissures précède l'éruption volcanique.
- sur les bords de la zone axiale, certaines fentes ouvertes évoluent en failles normales dont le rejeu maximal est de 80 m
- les failles normales sont souvent accompagnées de failles antithétiques de faible rejet
- le pitch des stries est de 90° (subvertical)
- les édifices volcaniques ne prennent pas place sur une structure majeure.

D'une façon générale, cet évènement a provoqué un écartement des bords du rift de plus de 2 m pour un effondrement de 70 cm environ sur une zone de 2 km de large au sein du domaine axial. Un rehaussement de 18 cm a été observé sur les bords de cette zone. Il serait issu d'un bombement général (longitudinal et transversal) thermique (Kasser *et al.*, 1980).

d) Morphologie des structures tectoniques en extension

Plusieurs types de structures en extension se rencontrent (fig. 134c) (Grellet, 1983). Les fissures s'échelonnent le long du domaine axial parallèlement ou obliquement les unes par rapport aux autres. Dans un stade un peu plus avancé d'ouverture, ces fissures deviennent coalescentes. Le stade suivant se manifeste par un effondrement en faille normale. Le rejet de ces failles peut atteindre 200 m, le long desquelles basculent de manière discontinue les compartiments ainsi délimités. Des relais des structures d'effondrement, grabens ou failles normales, s'effectuent selon des courbures tendant à les rapprocher (fig.134d) (Le Dain *et al.*, 1980).

e) Conclusion

L'étude d'un domaine émergé très voisin des dorsales océaniques permet de comparer les structures respectives. De plus, l'évènement de novembre 1978 en Afar donne des indications sur l'action d'une seule phase sismique et sa position dans l'édifice.

Enfin, il est intéressant d'observer le mode de mise en place des laves pendant un tel évènement.

Toutefois, des hypothèses tendent à montrer que le rift d'Asal-Ghoublet n'est pas un segment de rift émergé typique, mais correspondrait plutôt à une zone d'amincissement crustal transitaire de la lithosphère dans laquelle des rotations de blocs (bloc Danakil) joue un rôle fondamental (Le Dain *et al.*, 1980 ; Grellet, 1984). D'autre part, en comparaison avec les phénomènes tectoniques et volcaniques en Islande, l'Afar correspondrait à un fossé d'effondrement, accompagné d'un basculement de blocs le long des failles normales, qui n'est pas compensé par les épanchements volcaniques. En Islande, les structures tectoniques sont systématiquement compensées par les coulées postérieures (Grellet, 1983, 1984).

3 - La partie sud de la Mer Rouge

a) Cadre général

La Mer Rouge se divise en plusieurs segments qui sont fonction, a priori, de son état d'ouverture. Bonatti (1985) la divise en quatre ré-

gions (fig.135a) : les régions nord, transitionnel, "multi deeps" et du rift. Ces segments sont dans des stades d'ouverture grandissant du Sud au Nord. En effet, l'ouverture océanique de la Mer Rouge a débuté à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène (Bertin *et al.*, 1979). Une longue période de calme (pendant 30 M.a.) succède à ce début d'ouverture, pendant laquelle s'accumulèrent jusqu'à 6 km de sédiments (évaporites miocènes, sédiments détritiques pliocènes et pléistocènes). Puis l'expansion océanique a repris il y a 2 ou 3 M.a. (Allan, 1970), créant le rift axial de la Mer Rouge au Sud, qui se relie vers le Nord par une série de fosses (Phillips et Ross, 1970 ; Searle et Ross, 1975 ; Pautot *et al.*, 1984, 1986 ; Bicknell *et al.*, 1986). Parallèlement, ces fosses sont de plus en plus ennoyées de sédiments (Bonatti, 1985). Des boues métallifères hydrothermales dans des saumures chaudes et réductrices accompagnent parfois la mise en place des basaltes dans certaines de ces fosses (Bertin *et al.*, 1979 ; Butuzova and Lisitsyna, 1983 ; Pautot, 1983 ; Fournier-Germain, 1986). Des anomalies magnétiques peuvent être associées à ces fosses (Allan, 1970 ; Müller *et al.*, 1985).

b) Le segment sud autour de 18°N

Le segment sud (région du rift) autour de 18°N, a été exploré en submersible lors de campagnes russes entre décembre 1979 et mars 1980 (Monin *et al.*, 1982).

- Données générales

Ce rift est caractérisé par des anomalies magnétiques de forte intensité dont l'amplitude diminue du Sud vers le Nord. Leur orientation est N 140 (Eltayeb *et al.*, 1979). Des données magnétiques détaillées montrent que le taux d'expansion est 0,6 cm/an pour l'Afrique et de 0,7 cm/an pour l'Arabie (Schreyder *et al.*, 1982).

Le rift varie de 30 à 45 km de large sur un segment de 40 km de long environ (fig.135c) (Yel'nikov *et al.*, 1985). Les bordures de ce rift correspondent à un gradin de 600 à 700 m de haut, gradin implanté sur une puissante masse d'évaporite miocène de plusieurs kilomètres d'épaisseur dont le toit apparaît sous 200 à 300 m de sédiments plioquaternaires (Juteau *et al.*, 1983 ; Yel'nikov et Zonenshayn, 1985). A l'intérieur de ce rift plusieurs reliefs parallèles donnent une succession de rides et dépressions

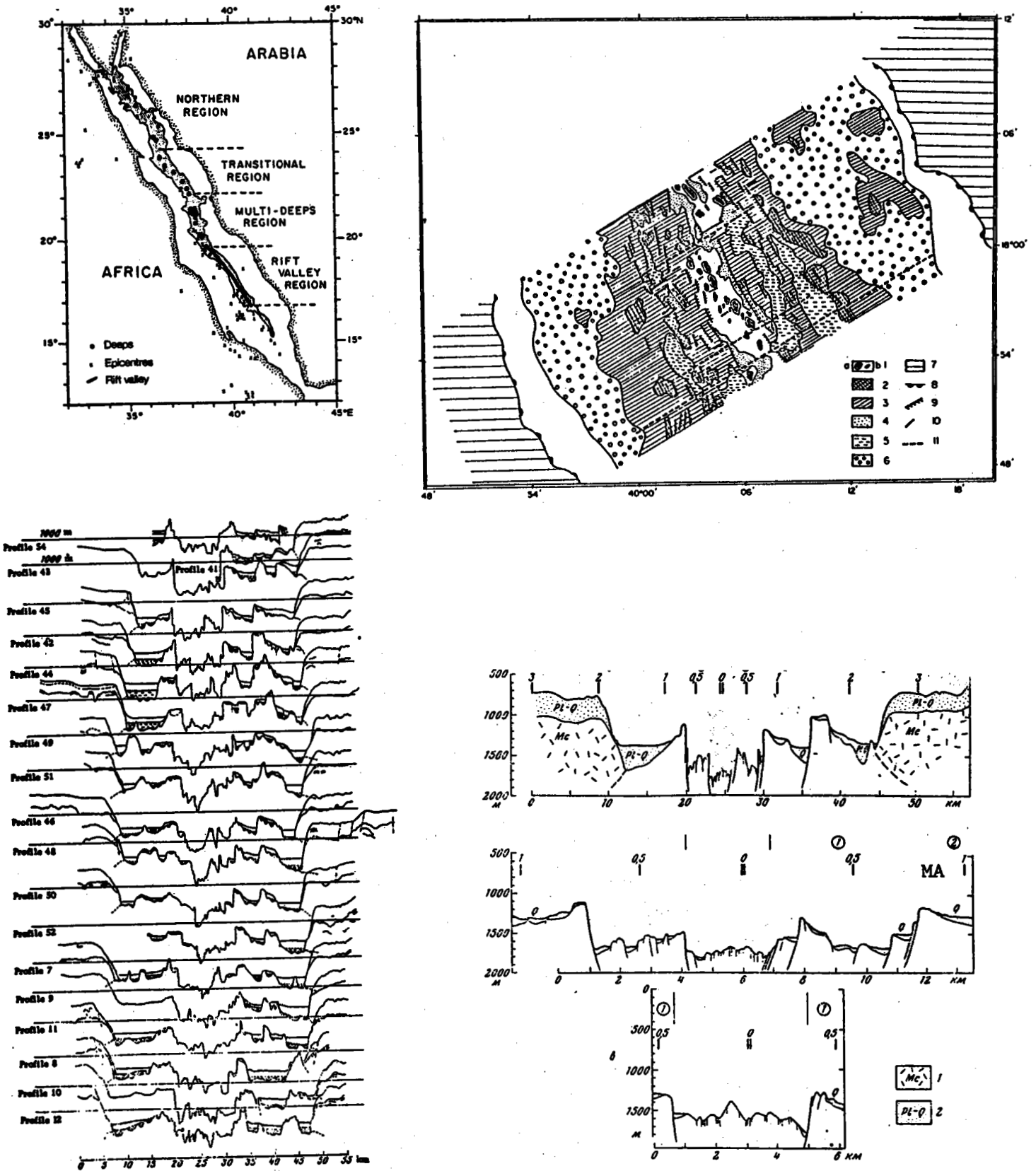


Figure 135 : a) Différentes régions de la Mer Rouge (d'après Bonatti, 1985) ;
 b) Carte géologique et structurale du rift de la Mer Rouge à 18°N (d'après Monin et al., 1982) (1 et 2 : axe volcanique.
 3: premiers escarpements. 4, 5 et 6: dépressions. 7: sel. 8: escarpement supérieur. 9: failles normales. 10: failles transverses. 11: décalage des anomalies magnétiques).
 c) Profils bathymétriques d'après Yel'nikov et al. (1985) autour de 18°N.
 d) Profils transverses de la zone axiale à 18°N d'après Zonenschain et al. (1981).

de 200 à 600 m de dénivelé. Leur profondeur oscille entre 900 et 2000 m. Leur morphologie est comparable aux autres dorsales océaniques. Un flanc interne redressé jusqu'à 60°, un flanc externe en pente douce (2 à 3°) (Juteau *et al.*, 1983 ; Yel'nikov *et al.*, 1985). L'épaisseur de la couverture sédimentaire plio-quaternaire recouvrant ces reliefs est importante (200 à 300 m) (Yel'nikov *et al.*, 1985). Cette épaisseur diminue à moins de 50 m sur une zone centrale du rift de 10 km de largeur (fig. 135d). Cette zone centrale présente une morphologie variée sur ce segment de 40 km. Elle est constituée de rides et dépressions de 100 à 300 m de dénivelé et de largeur variant de 0,5 à 5 km (Yel'nikov *et al.*, 1985). Ces structures faillées se suivent sur 10 à 25 km de long puis sont relayées par d'autres failles (Zonenshayn *et al.*, 1981). La symétrie des structures n'est pas toujours très nette. Toutefois, sur une première approche, il apparaît que l'axe proprement dit ne semble pas toujours correspondre à la dépression la plus profonde. En effet, sur la figure 135 les profils 52 ou 10 présentent une symétrie ayant pour axe des domets de dômes. Une étude magnétique détaillée montre que l'axe subit des décalages (failles transformantes) de 1 à 5 km délimitant des segments de 3 à 15 km de long dans cette zone (Zonenshayn *et al.*, 1981).

- Le segment exploré en submersible

Ce segment se situe entre 17°56'N et 18°00'N et entre 40°02'E et 40°07'E. La zone axiale, dépourvue de sédiments, mesure 2 à 5 km de large, sa profondeur oscillant entre 1200 et 1900 m (Zonenshayn *et al.*, 1981 ; Juteau *et al.*, 1983).

Cette zone présente des variations de morphologie, des reliefs de 100 à 300 m de haut la ponctuant (fig. 135b). Le centre de cette zone axiale correspond à la zone d'extrusion de largeur variant entre 0,5 et 1 km. Ce centre est constitué de jeunes volcans récents constitués de laves en coussins très fraîches (Monin *et al.*, 1982 ; Juteau *et al.*, 1983). L'ensemble du plancher de cette zone axiale est fissuré et faillé (failles normales).

Les failles bordières de cette zone axiale (situées entre 1 et 3 km de l'axe) sont actives. Une rotation gravitaire de 4 à 7° semble affecter les blocs qu'elle délimite (Zonenshayn *et al.*, 1981 ; Juteau *et al.*,

1983). En dehors de cet ensemble, l'activité tectonique semble se réduire.

Des fractures transverses, d'extension réduite, existent dans cette zone centrale. Ces structures, limitées dans l'espace, correspondent à une formation récente, cantonnées à la partie axiale du rift (Zonenshayn *et al.*, 1981 ; Juteau *et al.*, 1983). D'autre part, des sauts d'axes de quelques kilomètres peuvent avoir lieu (Zonenshayn *et al.*, 1981).

4 - Conclusion

L'étude du système golfe de Tadjoura - rift Asal-Ghoublet - Sud Mer Rouge permet de caractériser la morphologie des axes d'expansion en début d'ouverture. Le rift d'Asal-Ghoublet correspond à un stade avancé d'une ouverture intracontinentale. Sa morphologie est un graben d'origine tectonique bordé de failles normales. Un basculement des blocs a lieu vers l'extérieur de ce graben. La crise de novembre 1978 a montré une activité volcanique et tectonique au centre de ce que l'on peut appeler le plancher interne. La tectonique d'extension s'est ressentie sur 3 km de largeur, l'activité volcanique étant concentrée au centre sur moins d'1 km de largeur. La tectonique est essentiellement fissurale ou en faille normale, un bombement thermique ayant fait remonter l'ensemble du rift. Le golfe de Tadjoura est un domaine océanisé qui s'approfondit vers le golfe d'Aden. L'accrétion a lieu par petits pointements volcaniques de 200 à 500 m de haut, parfois allongés dans la même direction que le rift d'Asal-Ghoublet. Ils atteignent quelques kilomètres de long, et sont parfois circulaires lorsqu'ils sont liés à un système de fracturation de l'ensemble du golfe. Leur direction est oblique à la marge, celle-ci s'étant fracturée suivant des lignes de faiblesse est-ouest. Entre les zones d'accrétion, les structures transformantes seraient éventuellement les anciennes directions d'ouverture du golfe. Toutefois, ces pointements volcaniques récents de faible extension restent pour l'actuel, isolés, sans rentrer dans un système bien ordonné.

Le Sud de la Mer Rouge, stade plus ouvert dans l'histoire de l'océanisation, présente des caractéristiques morphologiques qui sont très proches des dorsales océaniques bien établies. Un rift caractérise le centre du Sud de la Mer Rouge, bordé de chaque côté par des gradins de sédi-

ments évaporitiques de 600 m de haut. Le plancher de ce rift est constitué d'un socle basaltique recouvert jusqu'à 200 m de sédiments plio-quadernaires au bord des gradins. Le domaine axial présente des variations morphologiques importantes. Il mesure une dizaine de kilomètres de large et est formé de reliefs à flancs internes faillés et à flancs externes en pente douce. Les dénivelés sont de l'ordre de 500 m. L'axe se situe dans un graben ou sur un dôme. L'activité volcanique s'effectue par petits volcans plus ou moins allongés sur une zone de 0,5 km de large. L'activité tectonique a lieu sur 6-7 km de largeur.

En conclusion, les débuts d'ouverture océanique présentent des morphologies variées, pour des taux d'expansion analogues. Ces données semblent montrer que l'accrétion débute par une phase d'extension créant un graben dans lequel s'installera des structures volcaniques parallèles ou obliques aux failles du graben. Mais ces morphologies sont comparables aux autres dorsales océaniques. La mise en place du système d'accrétion dans le golfe de Tadjoura est gênée par l'obliquité des marges par rapport à la direction d'ouverture du golfe. Cette contrainte limite certainement l'étendue de ce système.

IV - DISCUSSION - CONCLUSION

L'étude morphologique et structurale, réalisée au cours de ce travail et confrontée aux données bibliographiques, de différentes dorsales à taux d'expansion variant entre 2 et 4 cm/an, permet de dresser une liste de caractères propres à ces dorsales et d'en comprendre la signification, au niveau de la morphologie et des processus tectoniques et volcaniques responsables de sa construction.

1. Données générales

a) Morphologie longitudinale

- A grande échelle

Deux dorsales ont été étudiées sans cet aspect : la dorsale médio-atlantique et la dorsale de Reykjanes. Leur morphologie longitudinale diffère complètement. Deux longueurs d'onde peuvent être identifiées : les grandes longueurs d'onde (> 1 000 km) (Anderson et al., 1973) et les "petites" longueurs d'onde (50 à 200 km) (Le Douaran et Francheteau, 1981). Ces dernières montrent l'aspect accidenté de la dorsale médio-atlantique. Ces petites longueurs d'onde s'estompent du sud vers le nord sur la dorsale sud-Reykjanes et deviennent quasiment inexistantes sur la dorsale de Reykjanes. Cette morphologie est le corollaire de l'absence de zone de fracture sur 600 km. La morphologie est alors comparable à celle de la dorsale Est-Pacifique. Cette différence morphologique est interprétée comme étant liée à la proximité du point chaud de l'Islande (Vogt et Johnson, 1975).

Une première conclusion est que le taux d'expansion, équivalent sur ces deux dorsales, ne semble pas influencer cette morphologie de courte longueur d'onde.

La deuxième concerne la relation avec l'Islande de cette morphologie. L'Islande, point élevé de la croûte océanique, semble posséder les mêmes caractéristiques géochimiques que les Açores où 14°N (Bougault et al., soumis). Dans ces deux autres zones particulières on ne constate pas de diminution des dénivellations dans la morphologie à âge zéro. Sur une autre dorsale, à taux d'expansion intermédiaire, la dorsale du bassin Nord-Fidjien, à proximité du point triple de 17°S, la morphologie longitudinale est plus accidentée que sur les autres segments. Ainsi, pour toutes les dorsales, la relation entre "point chaud", haut topographique de grande longueur d'onde, et morphologie longitudinale de l'axe peu accidentée, ne semble pas appropriée. Une autre explication est à rechercher. L'obliquité de la direction des dorsales joue certainement un rôle important si l'on considère que la morphologie longitudinale est principalement liée à un phénomène superficiel. Aucun décalage de l'eau n'existe sur ces dorsales, donc aucune structure transverse ne peut être à l'origine des dépressions dans cette morphologie. Par contre, pourquoi cette dorsale présente-t-elle une telle obliquité ?

- A petite échelle

Sur les dorsales Médio-Atlantique, de la Mer Rouge et de Reykjanes, une segmentation apparaît le long de la partie axiale. Ce sont des segments de 10 à 50 km de longueur. Ils sont limités à leurs extrémités par des relais type failles transformantes ou structures plus "souples" (type "O.S.C." ?). Les failles transformantes apparaissent par des décalages de quelques kilomètres en Mer Rouge ou supérieurs à 10 km en Atlantique (TAG, Famous). Les décalages inférieurs à 10 km en Atlantique sont représentés par des relais plus "souples" (TAG, Famous, Amar, Reykjanes).

Toutefois, le grand nombre de zones de fracture sur la dorsale Médio-Atlantique signifie que les relais d'axe d'accrétion s'effectuent de manière cassante préférentiellement. Cette réaction de la croûte océanique, contrairement à celle de la dorsale du Pacifique, ou de la dorsale de Reykjanes, est certainement liée à un régime thermique différent

différent suivant les dorsales, un régime plus froid caractérisant l'Atlantique. Ce régime thermique peut être en relation étroite avec la différence d'épaisseur de la lithosphère qui rend compte des différences morphologiques des zones de fracture dans les deux océans (Atlantique et Pacifique) (Fox et Gallo, 1984). Cette idée rejoint l'hypothèse de provinces mantelliques. Ces structures (failles transformantes et "O.S.C.") sont instables dans le temps. Cette instabilité est bien argumentée sur la dorsale de Reykjanes qui a subi dans le passé des réarrangements d'orientations supprimant ou créant des zones de fracture. Actuellement l'obliquité des structures dans le domaine axial illustre bien un réarrangement récent qui va aboutir à la création de zones de fracture. Ces réarrangements de la disposition de l'axe d'accrétion obligent à considérer l'existence de sauts d'axes sur quelques kilomètres, celui-ci se mettant en place sur les lignes de faiblesse de la croûte.

b) Morphologie transversale

Les dorsales lentes (1 à 5 cm/an), selon les idées classiquement admises, ont une morphologie axiale typique et des dénivellés importants (Menard, 1967 ; MacDonald, 1982a ; Choukroune et al., 1984). L'axe d'accrétion se situe sur le plancher interne d'un graben central. Les dénivellés des reliefs des dorsales lentes sont de l'ordre de 1 000 à 2 000 m. Ces deux concepts ont été élaborés à la suite des études menées sur deux zones : la dorsale Médio-Atlantique à 37°N (zone Famous), et la dorsale de Gorda à 41° N dans le Pacifique.

A la suite de la revue effectuée dans ce travail sur les différentes dorsales lentes (2 à 4 cm/an), il apparaît que ces concepts ne sont pas confirmés.

- Le domaine axial

La dorsale de Reykjanes présente un bombement général de 60 km de large sur 1 000 à 1 500 m de haut. L'anomalie centrale (20 à 25 km de large) caractérise un domaine, sur ce bombement général, constitué

de reliefs de 100 à 250 m de dénivellé sur 0,5 à 3 km de large. L'axe est représenté soit par un dôme, soit par un graben de ces dimensions. La dorsale Explorer est un dôme axial de 10 km de large sur 500 m de haut environ, qui est entaillé d'un graben de 500 m de large sur une centaine de mètres de profondeur. Cette morphologie est tout-à-fait comparable à celle de la dorsale Est-Pacifique. La dorsale du golfe de Tadjoura est caractérisée par des bombements volcaniques de 500 m de haut, 2 à 3 km de large sur 7 - 8 km de long.

La dorsale du sud de la Mer Rouge présente un graben de 10 km de large sur 500 m de profondeur. Ce graben a son maximum de profondeur dans sa partie centrale. Un petit dôme de 100 m de haut sur 1 à 2 km de large représente l'axe au sein de ce graben.

Aucune morphologie typique et unique ne semble donc être représentative des dorsales ayant des taux d'expansion variant entre 2 et 4 cm/an.

Au sein d'une même dorsale, la dorsale Médio-Atlantique, de nombreuses variations de morphologie du domaine axial (dômes à grabens de dimensions très diverses) permettent d'affirmer que l'axe d'accrétion est localisé dans des domaines morphotectoniques variés. L'image d'une relation simple entre le taux d'expansion et la morphologie axiale typique n'est donc pas confirmée. La morphologie de l'axe présente tous les stades entre un dôme de 10 km de large à sa base et 1 500 m de hauteur et un graben de dimensions analogues. Aucune relation ne semble exister entre la morphologie longitudinale et la forme du domaine axial (fig.113). Dans ces domaines axiaux (dômes ou grabens), l'axe est concrétisé par un graben ou un dôme de dimensions comparables à ceux du sommet de la crête axiale de la dorsale Est-Pacifique.

- L'amplitude des dénivellés

L'étude des différentes dorsales (Atlantique, Reykjanes, Mer Rouge, Gada et Explorer) montre que les dénivellés des reliefs varient

entre 500 - 800 m (Explorer, Mer Rouge, Reykjanes, Atlantique) et 500 - 2 000 m (Gada, Atlantique). Les dénivelés les plus importants se situent dans le domaine axial sur certains segments de la dorsale Médio-Atlantique.

- La morphologie des reliefs hors axe

Des pentes redressées (45° , 60°) caractérisent les flancs internes, des pentes douces ($< 10^\circ$) les flancs externes de ces reliefs. Cette morphologie est analogue sur toutes les dorsales à taux d'expansion lent ou rapide étudiées dans ce travail. Leur construction, en première approximation, semble être de même type sur toutes les dorsales. Une caractéristique importante de ces reliefs a pu être étudiée sur la dorsale médio-Atlantique concernant l'âge de la croûte océanique formant ces reliefs et la profondeur respective de celle-ci. Les portions de croûte de même âge se situent à la même profondeur de part et d'autre de l'axe d'accrétion. Deux hypothèses permettent d'expliquer ce fait :

- 1) les mouvements tectoniques ayant lieu après la mise en place des reliefs les modifient de façon symétrique et identique ;
- 2) les reliefs sont créés à la profondeur à laquelle ils se situent actuellement, la subsidence thermique des fonds océanique près, celle-ci devant être identique pour la croûte de même âge.

La première hypothèse est peu réaliste. L'existence de taux d'expansion asymétriques, de sauts d'axe et le fait que les hauteurs des murs de la vallée axiale, lorsqu'elle est présente, peuvent être différentes, suggèrent que les mouvements tectoniques, s'ils existent, doivent être différents entre les deux plaques. Les dénivellations du sommet des murs amènent comme hypothèse que s'il existe des événements tectoniques susceptibles de faire remonter le mur (cf. chapitre I), ces événements ne sont pas identiques de part et d'autre de l'axe d'accrétion. Il est donc difficile d'imaginer que ces mouvements pourraient créer des reliefs symétriques et situés à la même profondeur lorsqu'ils ont le même âge.

La deuxième hypothèse propose une formation de la croûte océanique à une profondeur qui n'est modifiée ensuite que par la subsidence thermique. Cette hypothèse permet de rendre compte facilement des structures symétriques observées, qui seraient figées depuis leur construction. Mais les profondeurs différentes d'un relief à l'autre et sur un même relief, impliquent l'existence d'une variation de la morphologie axiale dans le temps. Cette instabilité a déjà été proposée par Vogt (1979) et Lewis (1979). Un modèle rendant compte de cette variation de morphologie sera proposé dans le dernier chapitre. Toutefois, il reste à connaître la largeur de la zone de construction des reliefs. Pour cela, une synthèse bibliographique des études détaillées étaient indispensables (Famous, Amar, Tag, Mer Rouge, Afar, Explorer) pour contraindre cette donnée. Dans ce sens, les données géophysiques telles les anomalies de gravité et la sismicité, peuvent apporter des informations importantes sur les processus ayant lieu à l'axe des dorsales.

2. Données de détail

Les campagnes menées à l'aide de submersibles et d'engins tractés près du fond sur différents secteurs des dorsales (Famous, Tag, Mer Rouge, Tadjoura) ou les données de terrain (Afar) permettent de compléter l'image morphologique et structurale générale des dorsales. Ces données détaillées apportent la vérité terrain. Elles permettent d'évaluer la largeur des zones actives, volcaniques et tectoniques, sur les dorsales. Elles permettent également d'observer la réaction du socle océanique aux contraintes tectoniques.

- Volcanisme

La zone d'activité volcanique s'étend sur 0,5 à 1 km de large (Famous, Mer Rouge, Tadjoura, Explorer, Ghoubbet). Elle se caractérise par des pointements volcaniques de quelques kilomètres de long, pouvant former des reliefs de 200 à 300 m de haut, et même 500 m dans le golfe de Tadjoura. Ces bombements volcaniques sont construits par des émissions successives de laves sur un même axe. Dans le golfe de Tadjoura, certaines

plongées ont montré clairement que les laves sur les flancs du volcan sont plus anciennes que celles situées au centre, les premières étant moins recouvertes de sédiments. Ces observations concordent avec celles effectuées pendant Famous. L'activité hydrothermale, lorsqu'elle est présente, est liée aux coulées de laves les plus récentes (Explorer, Tag, Snake). Dans le golfe de Tadjoura, l'hydrothermalisme est plus différencié. Il se retrouve aussi bien au sommet des dômes de laves que sur les sédiments de la dépression centrale ou dans les canyons des marges. L'activité hydrothermale des zones Tag, Snake et de la dorsale Explorer semble présenter les mêmes caractéristiques d'émission que celle du Pacifique. Mais des études plus approfondies sont indispensables.

- La tectonique

La largeur de la zone d'activité tectonique atteint 6 - 7 km en Mer Rouge, au niveau du rift sud. Dans l'Atlantique, seuls les premiers gradins bordant le plancher interne ont été explorés. L'activité sur ces murs n'est pas toujours évidente. La frontière entre zone active et zone inactive se situe au niveau des premiers gradins du graben, tout comme en Mer Rouge. Dans ces deux cas, l'activité tectonique fissurale se situe au centre du plancher interne, et de part et d'autre des hauts centraux. Des failles normales à regard interne caractérisent les zones distantes de plus d'un kilomètre de l'axe. Dans la zone Tag, l'exploration sur les murs du graben n'a mis en évidence aucune activité tectonique. Sur la dorsale Explorer, cette activité semble se limiter au graben axial.

L'évènement de novembre 1978 dans les Afars a permis de quantifier les mouvements tectoniques et d'en observer la manifestation. Cette activité s'est étendue sur un domaine de 3 km de large et plus de 10 km de long (Le Dain et al., 1980). Des fissures se sont ouvertes (jusqu'à plus de 10 m de large), des failles normales sont apparues par effondrement du plancher. Leurs rejets ont atteint plus d'un mètre. Une surélévation régionale de 18 cm, certainement d'origine thermique, profonde, s'est produite sur l'ensemble du rift. Les structures tectoniques montrent des fissures et des grabens en échelon, parfois se

relayant par une forme analogue aux "O.S.C. décrits sur la dorsale Est-Pacifique, mais de dimensions beaucoup plus réduites, de l'ordre de quelques dizaines de mètres de large. Ces structures illustrent bien la réaction de la croûte aux contraintes tectoniques dues à l'extension.

3. Données géophysiques

- La sismicité

Ces données, provenant essentiellement de la littérature, montrent, au niveau des dorsales Médio-Atlantique et Reykjanes, que les évènements sismiques ont lieu dans le domaine axial. Sur la dorsale Atlantique, cette activité peut être concentrée au sein du plancher interne de la vallée axiale, ou se retrouvant également sur les murs du graben. La profondeur des séismes n'excède pas 6 km. Sur la dorsale de Reykjanes, les séismes sont limités à l'axe (dans une zone de quelques kilomètres de largeur), des "blancs" apparaissent le long de la dorsale.

Les mécanismes au foyer de tous ces séismes donnent des mouvements en failles normales (distension), qui peuvent s'interpréter en termes d'effondrement de type caldera.

A la lumière de ces données et des observations de détail, l'activité sismique est maximum sur le plancher interne des vallées axiales, et peut s'étendre parfois aux murs de la vallée. Dans ce deuxième cas, il serait intéressant de regarder la morphologie axiale et la largeur d'activité sismique peut être riche en enseignements, les zones de "blancs" sur la dorsale de Reykjanes pourraient correspondre à un dôme (activité volcanique principalement). Toutefois, les données indiquent que la largeur de la zone active sismiquement semble varier d'un point à l'autre d'une dorsale, l'absence complète de sismicité pouvant même exister.

- La gravimétrie

Les profils gravimétriques rendant compte de la topographie au niveau des dorsales, que ce soit dans le domaine axial ou hors axe, se collent très bien avec l'anomalie à l'air libre observée. Ce résultat implique qu'il n'existe aucun réajustement isostatique au niveau des dorsales océaniques pour une longueur d'onde de la vingtaine de kilomètres. Ainsi, aucun mouvement tectonique ne peut avoir comme origine ce réajustement.

- La sismique

Les profils de sismique réfraction montrent une épaisseur de croûte océanique de 6 à 8 km, sous l'axe ou hors axe pour les dorsales lentes. Aucune évidence de chambre magnétique n'a été apportée. Les séismes allant jusqu'à 6 km de profondeur à l'axe semblent confirmer ces deux hypothèses.

L'épaisseur de la croûte, plus épaisse que celle de la dorsale Est-Pacifique (5 - 6 km) doit certainement modifier la réaction de la croûte superficielle aux contraintes extensives. Les événements volcaniques et tectoniques qui ont lieu doivent également être dépendants de cette épaisseur. Dans le dernier chapitre, il sera discuté des différences morphologiques des diverses dorsales, qui pourraient être en rapport avec l'épaisseur de croûte.

4. Conclusion

L'étude des différentes dorsales à taux d'expansion lent a permis de montrer la grande variabilité morphologique de ces dorsales. Ces dorsales sont constituées :

- d'un domaine axial en dôme ou en graben de 10 km de large environ et de dénivelé très variable ;

- l'axe proprement dit est un dôme ou un graben de petites dimensions (< 4 km) situé au centre des structures précédentes ;
- la largeur de la zone d'activité volcanique est de 0,5 à 1 km. Ce volcanisme est ponctuel (quelques kilomètres) le long de l'axe ;
- la largeur de la zone d'activité tectonique est variable et atteint au maximum une dizaine de kilomètres ;
- l'amplitude des dénivellés varie de 400 à 2 000 m transversalement à l'axe ;
- des dénivelés du même ordre caractérisent la morphologie longitudinale ;
- deux longueurs d'onde existent dans cette morphologie longitudinale : une supérieure à 1 000 km, l'autre de 50 à 200 km ;
- les caractéristiques des reliefs hors axe sont les mêmes que celles des reliefs de dorsales à taux d'expansion plus rapide ;
- il n'existe pas de réajustement isostatique pour les petites longueurs d'onde (20 km) ;
- les événements tectoniques sont essentiellement de type fissural et de jeux en failles normales ;
- ces failles normales correspondent à un effondrement de type caldera ;
- certaines parties de la croûte océanique semblent être figées depuis leur formation, c'est-à-dire qu'elles n'ont subi aucune modification tectonique après leur mise en place, ou du moins de trop faible ampleur ;
- la réponse de la croûte océanique est essentiellement cassante ; il n'existe que très peu de relais d'axe de type "O.S.C." ;

- l'épaisseur de la croûte océanique est de 6 à 8 km ;
- il n'y a pas d'évidence d'existence d'une chambre magmatique sous l'axe ;
- il existe une activité hydrothermale ayant des caractéristiques d'émission voisines de celles de l'activité hydrothermale des dorsales rapides.

L'ensemble de toutes ces caractéristiques nous conduit à la conclusion que la morphologie des dorsales lentes n'est pas stable dans le temps et que l'amplitude et la forme des reliefs créés sont comparables à ceux des dorsales plus rapides. Il existe cependant des exceptions où des dénivelés plus importants (2 000 m) ont été reconnus.

CHAPITRE CINQUIEME

SYNTHÈSE DES CARACTERES MORPHOLOGIQUES, STRUCTURAUX ET
GÉOPHYSIQUES DES DORSALES OCÉANIQUES.

SCHÉMA D'ÉVOLUTION DU DOMAINE AXIAL.

DISCUSSION, CONCLUSION.

L'analyse dans le premier chapitre des différents modèles dérivés du concept du Menard (1967) a permis de souligner les contraintes qu'impliquent ce type de modèles, entre autres, la représentativité statistique de l'échantillonnage.

Les paragraphes suivants décrivent les principaux caractères de l'accrétion connus tant sur les dorsales naissantes que sur des dorsales bien établies, et pour des taux d'expansion différents. Les dorsales de l'Océan Indien sont exclus en raison du peu de travaux disponibles dans la littérature.

La synthèse de ces différentes données (tentée ici) tient compte du contexte géodynamique, de longs profils bathymétriques longitudinaux ou perpendiculaires à l'axe des dorsales, ainsi que des observations détaillées obtenues par submersible ou par engin tracté près du fond.

Il s'agit principalement d'une revue des caractères morphologiques et structuraux, mais des données géophysiques (sismique réfraction et réflexion, séismicité et anomalies gravimétriques) ou géochimiques publiées sont aussi prises en considération.

A - CARACTERES MORPHOLOGIQUES ET STRUCTURAUX DES DORSALES OCEANIQUES

I - VARIATIONS MORPHOLOGIQUES LE LONG DE L'AXE

L'axe des dorsales océaniques montrent des variations morphologiques qui ont été classées en fonction de leur longueur d'onde : grandes (>1000 km), intermédiaires (500 km) et petites (50 à 200 km) (Le Douaran et Francheteau, 1981). Dans ce travail, seuls deux types de lon-

guez d'onde ont été reconnues (grandes et petites) sur les coupes longitudinales des dorsales médio-Atlantique, Est-Pacifique, du Bassin Nord-Fidjien et de la dorsale Juan de Fuca (Crane *et al.*, 1985).

1 - Les grandes longueurs d'ondes (>1000 km)

De telles variations ont été reconnues sur la dorsale médio-Atlantique Nord au niveau du point triple des Açores et de l'Islande (Anderson *et al.*, 1973). Les résultats présentés dans ce domaine montrent que des variations de longueurs d'onde analogues existent sur la dorsale Atlantique Sud et la dorsale Est-Pacifique. Toutefois, l'amplitude des dénivelés est beaucoup plus faible : entre 2000 et 4000 m dans l'Atlantique Nord, contre 1000 m dans l'Atlantique Sud et 500 m dans le Pacifique. Une coupe longitudinale de l'Atlantique Nord (fig. 107) permet de mieux visualiser la variation morphologique liée au point triple des Açores dont les limites sont représentées par les zones de fracture Charlie Gibbs au Nord et Kane au Sud.

Ces variations topographiques majeures se corrèlent avec des variations de rapports géochimiques (isotopes et éléments en trace) (Schilling *et al.*, 1985b ; Bougault et Treuil, 1980), d'altitude du géoïde (Bowin *et al.*, 1984) et d'anomalies gravimétriques à l'air libre positives (Anderson *et al.*, 1973) (cf chapitre IV, § I, 2, c). Ces corrélations suggèrent une origine profonde (30 à 80 km pour l'ensemble de ces phénomènes). Toutefois, des corrélations entre bathymétrie et rapports géochimiques existent pour des variations de plus petites longueurs d'onde (Bougault *et al.*, sous presse), qui suggèrent une certaine complexité des rapports entre les structures observées et les phénomènes sous-jacents qui en sont la cause.

2 - Les petites longueurs d'onde (50 à 200 km)

Ces variations morphologiques de petites longueurs d'onde se retrouvent sur toutes les dorsales étudiées. Tout d'abord reconnues sur la dorsale médio-Atlantique Nord (Le Douaran et Francheteau, 1981), elles

ont été signalées sur la ride Est-Pacifique et appelées depuis "hauts topographiques" (Francheteau et Ballard, 1983). Le présent travail fait la synthèse des données publiées et de données nouvelles ayant trait aux variations de petites longueurs d'onde. Il apparaît ainsi que les amplitudes des dénivelés de la dorsale Atlantique Nord sont les plus importantes (1000 à 2000 m) alors que sur toutes les autres dorsales (Atlantique Sud, Reykjanes, Juan de Fuca, Est-Pacifique et Bassin Nord-Fidjien), les dénivelés sont de l'ordre de 200 à 900 m. Il est à remarquer que sur chaque dorsale, les dénivelés les plus grands sont situés dans un contexte particulier : la présence d'un point triple issu de l'intersection entre deux axes d'accrétion et une zone de fracture (Açores, 14°N et 3°N ? dans l'Atlantique, à 17°S dans le Bassin Nord-Fidjien) ou bien la présence d'un volcan qui semble s'être mis en place à l'intersection de deux directions structurales sécantes (46°N sur Juan de Fuca : "axial seamount"). Certains de ces segments ont une signature géochimique (rapport élevé en La/Sm et Nb/Zr) (14°N, 3°N ?) (Bougault *et al.*, sous presse). Cette corrélation pourrait signifier que l'origine profonde invoquée pour les grandes longueurs d'onde peut aussi jouer un rôle dans les variations morphologiques de moindres longueurs d'onde. Une autre hypothèse serait que ces variations morphologiques et géochimiques soient liées à un fonctionnement de type point triple (deux dorsales et une zone de fracture). Ces limites de plaques lithosphériques pourraient être une zone privilégiée pour la remontée de matériel profond. Cette remontée pourrait être accompagnée ou non d'un bombement susceptible de s'étendre ou non à de grands segments de dorsales de l'ordre de 1000 km.

Il est à noter que les jonctions triples de trois axes d'accrétion semblent au contraire caractérisées par des dépressions : c'est le cas des Galapagos dans le Pacifique ou de Rodriguez dans l'Océan Indien.

3 - Les limites structurales des variations de petites longueurs d'onde

Les variations longitudinales de petites longueurs d'onde, ou "hauts topographiques", sont limitées par des dépressions à l'intersection de structures de type faille transformante, "O.S.C." ou "propagating

rift". Les grands décalages des axes d'accrétions, quelles que soient les dorsales s'effectuent par l'intermédiaire de failles transformantes. Par contre, des structures différentes, selon les dorsales, caractérisent les décalages de 10 à 30 km. Sur les dorsales lentes (Atlantique, Gorda), ces décalages se font par l'intermédiaire de failles transformantes, au moins dans les zones connues. Sur les dorsales à taux d'expansion plus rapide (Est Pacifique, Bassin Nord-Fidjien, Juan de Fuca, Explorer et Galapagos), ce sont des relais d'axes de type "O.S.C." ou "propagating rift". Pour les décalages inférieurs à 10 km, il semble exister des relais d'axes sans failles transformantes au niveau de la zone TAG et FAMOUS (dorsale médio-Atlantique). Par contre, en Mer Rouge, des axes en échelon séparés de quelques kilomètres au moins sont relayés par des failles transverses. Suite à ces observations, deux questions se posent : pourquoi les zones où se situe un décalage des axes d'accrétion sont-elles en dépression ? quelle est la raison des différences entre les structures de relais ? L'étude détaillée des "O.S.C." effectuée dans ce travail et par différents auteurs (Lonsdale, 1983, 1985b ; Macdonald *et al.*, 1984, 1986) a montré l'instabilité de ces structures qui ont tendance à se réaligner. Aucune structuration transverse à l'axe d'accrétion ne les affecte. Ces structures, que l'on peut qualifier de "relais souple", correspondent à une réponse de la croûte superficielle aux contraintes d'extension comme on a pu l'observer en Afar (Le Dain *et al.*, 1980). Pour les "propagating rift", la structure est moins claire. Des linéations transverses aux axes d'accrétion apparaissent (Galapagos : Mc Kenzie, 1986 ; Searle et Hey, 1983 ; Hey *et al.*, 1980 - au niveau du Bassin Nord-Fidjien (ce travail) - au niveau de la dorsale Explorer : Fouquet, communication personnelle). Les axes eux-mêmes sont obliques entre eux. Pour les dorsales plus lentes (Atlantique, Gorda, Mer Rouge) les relais d'axe d'accrétion sont constitués par des failles transformantes que l'on peut qualifier de "structures rigides". Il apparaît donc que le type de réponse de la croûte océanique aux contraintes d'extension, au niveau des relais d'axe, est différent selon le taux d'expansion : "structures rigides" pour les dorsales à taux inférieur à 3 cm/an, structures "souples" pour les dorsales à taux supérieur à 4 cm/an. Ces différences de structures peuvent trouver une explication dans l'é-

paissseur de la lithosphère qui a une influence directe sur le régime thermique. En effet, pour des décalages de même valeur, on observe sous les dorsales lentes une épaisseur de lithosphère océanique qui tend à être plus importante que sous les dorsales rapides. L'épaisseur de la croûte océanique est de 6 à 8 km pour les dorsales lentes (Mutter *et al.*, 1985), de 6 à 7 km pour les dorsales Est-Pacifique (9°N) (Lewis, 1983b), (23°N) (Mc Clain et Lewis, 1980), du Bassin Nord-Fidjien (Larue *et al.*, 1972), de Reykjanes (Bunch et Kenneth, 1980). Le régime thermique qui en découle peut expliquer les différentes réponses de la croûte océanique. Fox et Gallo (1984) expliquent par cette hypothèse les différentes morphologies observées aux intersections axes d'accrétion - failles transformantes des différentes dorsales. Mais il serait fondamental de regarder les zones de l'Atlantique où la morphologie transverse du domaine axial est un dôme. Sur ces segments, le régime thermique peut être équivalent à celui des dorsales plus rapides.

L'origine des dépressions dans la morphologie longitudinale, au niveau de ces relais d'axe, trouve deux hypothèses suivant le type de dorsales. La première hypothèse, selon Fox et Gallo (1984), relie cette dépression à un phénomène de paroi froide. Pour les zones de fracture (Atlantique ou Pacifique), la présence d'une lithosphère océanique "froide" en regard d'un axe d'accrétion provoque une diminution du volcanisme et un approfondissement de sa source. Les parois plus froides dans l'Atlantique sont à l'origine de dépressions plus importantes en dimension. Pour les "O.S.C.", Macdonald *et al.* (1984, 1986) relie

les dépressions à un volcanisme moins important à ce niveau. Ces zones correspondraient à une extrémité des chambres magmatiques. La morphologie de haut topographique serait en fait la matérialisation en surface de la morphologie du toit de la chambre magmatique (Francheteau et Ballard, 1983 ; Lonsdale, 1983 ; Macdonald *et al.*, 1986). Cette deuxième hypothèse suppose l'existence de chambres magmatiques longues de 100 à 200 km. Aucune preuve n'existe quant à l'existence de telles chambres. Les données de sismique réflexion et réfraction suggèrent des zones de faible vitesse sismique et possédant un réflecteur à leur toit à 1 ou 2 km de profondeur sous le plancher, de 2 à 3 km de large et dont la longueur semble assez

courte (quelques kilomètres). En effet, les réflecteurs ne se retrouvent pas sur deux profils voisins de 20 km (Herron *et al.*, 1978 ; Stoffa *et al.*, 1980). D'autre part, une segmentation plus courte (20 km) (cette étude) existe au niveau de l'axe et semble correspondre à des segments présentant également des variations pétrologiques au niveau du chimisme des laves (Langmuir *et al.*, 1986). Ceci suggère l'existence (si existence il y a) de chambres magmatiques de dimensions très réduites. La première hypothèse est difficilement applicable aux "O.S.C." où la différence d'épaisseur de la lithosphère est quasiment nulle. Le défaut ou l'atténuation du volcanisme est, par contre, une idée acceptable mais l'origine ne semble pas être l'extrémité d'une chambre magmatique. Ce défaut de volcanisme pourrait provenir de remontées de laves dans des conduits plus étroits et/ou moins nombreux, l'émission de lave étant plus faible alors à la surface.

4 - Segmentation à âge zéro de la construction de l'axe

Différentes segmentations de l'axe sont proposées pour la dorsale Est-Pacifique. La définition de la longueur de ces segments est gouvernée par le type de frontières pris en considération par les auteurs : certains identifient ainsi des segments de l'ordre de 150 km, les frontières étant alors les zones de fracture et les "O.S.C." de grandes dimensions (Francheteau et Ballard, 1983 ; McDonald *et al.*, 1984 ; Lonsdale, 1985 ; Thompson *et al.*, 1985 ; Schouten *et al.*, 1986), d'autres identifient des segments de 50 km en prenant en compte les "O.S.C." de petites dimensions (Schouten *et al.*, 1985 ; Crane et Kastens, 1986).

Dans cette étude, grâce à l'échantillonnage bathymétrique continu de l'axe de la dorsale, il apparaît qu'une segmentation de 15 à 20 km en moyenne existe sur la dorsale Est-Pacifique. Les longueurs de ces segments oscillent entre 4 et 50 km. Cette segmentation tient compte de tous les petits décalages de l'axe et des observations *in situ* de deux segments dans le secteur 13°N, qui semblent présenter des différences fondamentales comme l'activité ou l'absence d'activité au point de vue hydrothermal, et l'existence ou l'absence d'une activité volcanique récente concrétisée par des laves fraîches. D'un segment à l'autre, le long de

l'axe, leur stade d'évolution morphologique peut être différent. Il peut s'agir d'un graben ou d'un dôme, ces reliefs ayant des dimensions variées. Sur la longueur d'un même segment élémentaire, l'activité volcanique, tectonique et peut-être hydrothermale semble comparable.

A cette segmentation correspond une segmentation pétrologique (Langmuir *et al.*, 1986). Ces segments pourraient donc se retrouver dans toute l'épaisseur de la croûte océanique.

Dans le Bassin Nord-Fidjien, dans les deux boîtes levées à 100 % de couverture sur 30 miles le long de l'axe, une segmentation morphologique de 15 à 20 km se retrouve. Sur d'autres dorsales, des segments de 10 à 20 km ont été décrits : Juan de Fuca (Crane *et al.*, 1985), Galapagos (Crane et Ballard, 1980) ou FAMOUS (Crane et Ballard, 1981). Les données existant sur la dorsale Est-Pacifique à 21°N (Cyamex Scientific Team 1981), sur Reykjanes (Laughton *et al.*, 1979) ou sur la Mer Rouge (Zonenshayn *et al.*, 1981) suggèrent une segmentation de quelques kilomètres à une dizaine de kilomètres. Au niveau de la zone FAMOUS, les segments représentent des alignements de hauts centraux de quelques kilomètres de long.

Mais il manque un échantillonnage continu plus important de l'axe de la dorsale médio-Atlantique pour étudier précisément cette segmentation élémentaire.

Toutefois, à partir de ces premières données, il apparaît que les segments élémentaires sont beaucoup plus linéaires et continus dans leur morphologie au niveau des dorsales rapides. Au contraire, les dorsales lentes sont caractérisées par un volcanisme beaucoup plus ponctuel.

Un dernier point concerne l'activité sur ces segments. L'activité hydrothermale, et certainement l'activité volcanique, progressent du centre du segment vers les extrémités. Cette observation, issue du segment nord de la zone 13°N de la ride Est-Pacifique, peut-elle être généralisée aux autres dorsales ? Actuellement, aucune donnée disponible dans la littérature ne permet de le dire.

II - LA MORPHOLOGIE TRANSVERSALE

Pour enlever toute ambiguïté pour la description des différents domaines constituant une dorsale, dans ce travail il a été considéré que l'axe est un domaine d'une largeur inférieure ou égale à 3 km, que la largeur du domaine axial est inférieure ou égale à 15 km et que les domaines hors axe sont les zones en dehors de l'axe, situées de part et d'autre de celui-ci, et pouvant comporter une partie du domaine axial. La synthèse des différentes données existant sur l'axe sera faite dans le paragraphe suivant.

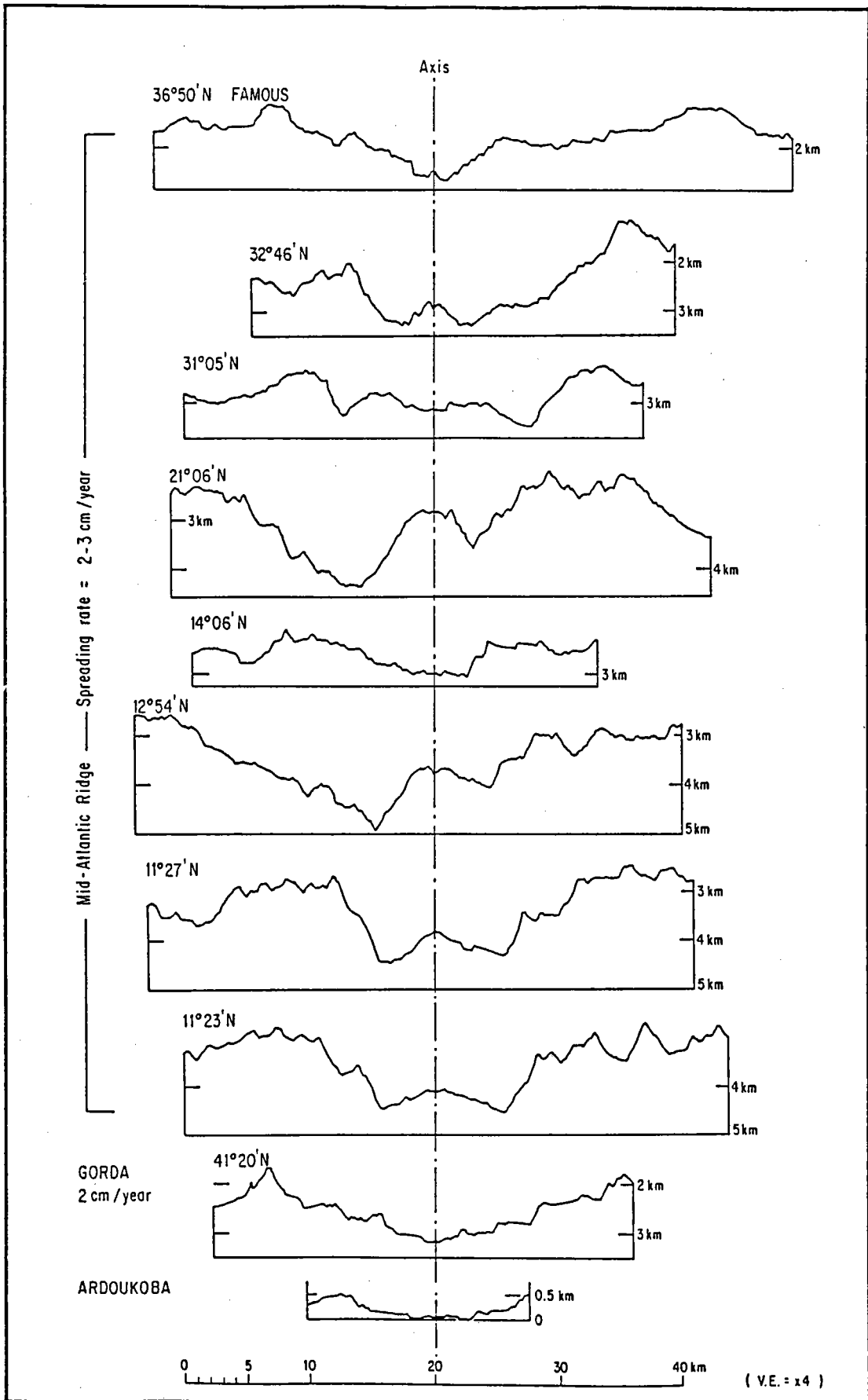
1 - Le domaine axial

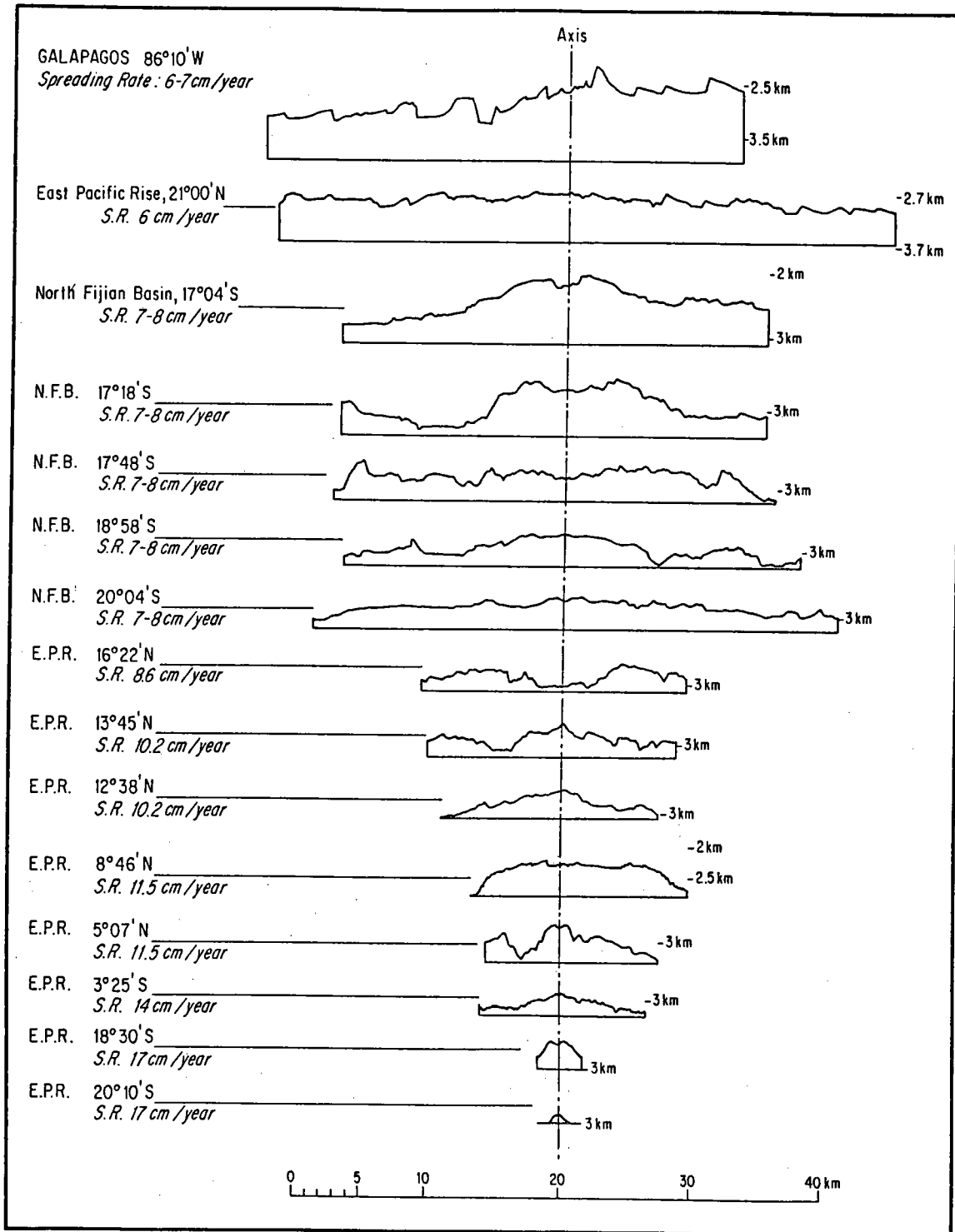
D'après le concept de Menard (1967), il existe une relation étroite entre le taux d'expansion et la morphologie du domaine axial. Pour les dorsales lentes, l'axe se situe au niveau du plancher interne d'un graben. Pour les dorsales rapides, l'axe est localisé au sommet d'un dôme. Lié à ce concept, qui est toujours accepté actuellement (McDonald, 1982 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; Choukroune *et al.*, 1984), ces morphologies caractéristiques seraient stables dans le temps (Needham et Francheteau, 1974 ; Lonsdale, 1977d ; Rangin et Francheteau, 1981 ; Ballard *et al.*, 1982). Les données de détail accumulées à la suite de ce concept ont été prises au sein de domaines qui paraissaient typiques. Ces études ont permis de préciser la largeur d'extrusion axiale et d'activité tectonique, leurs diverses expressions morphologiques et leurs relations, ceci suivant le taux d'expansion des dorsales (McDonald, 1982 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; Choukroune *et al.*, 1984).

Le présent travail, basé sur l'étude comparative de différentes dorsales considère un nombre important d'échantillons. Il permet d'affirmer d'ores et déjà que la relation étroite taux d'expansion - morphologie du domaine axial n'est pas significative. En effet, des variations de morphologies et de dimensions du domaine axial et de l'axe se présentent entre les différentes dorsales ou au sein d'une même dorsale sans qu'il y

Dorsales	Latitude ou Longitude	Domaine axial			Axe			Taux d'expansion en cm/an
		Forme	dimensions		Forme	dimensions		
			hauteur ou profondeur en m	largeur en km		hauteur ou profondeur en m	largeur en km	
Choubbet		graben	200	6,5	dôme	100	1	
Mer Rouge	18°N	graben	600	11	dôme	200	2	1,5 à 1,8
Golfe de Tadjoura	11°41,5'N 42°56'E				dôme	500	2	2 ?
Reykjanes	60°50'N	dôme	500	20	dôme	200	1	2
	61°50'N	dôme	500	20	graben	300	1	
Medio-Atlantique	36°50'N (FAMOUS)	graben	1000	12	dôme	250 à 300	1	2,4
	24°29'N	dôme	700	9	graben	100	1	
	21°06'N	dôme	1500	10	dôme dans un graben	100 200	1,2 2,3	
	14°06'N	graben	800	10	graben	150	1,5	
Gorda	41°30'N	graben	1000 à 1500	20	mal positionné			2,4
	43°00'N	graben	700 à 900	20	dôme	200 à 250	1 à 2,5	5,8 ?
Explorer	49°50'N dorsale Est				dôme	300 à 400	0,5 à 3	4
	49°40'N dorsale Ouest	dôme	400 à 700	7 à 10	graben	120 à 140	0,5	
Juan de Fuca	44°40'N	dôme	200	7	graben	100	2	5,8
	48°00'N	dôme	250	6	graben	70	1	6
	48°30'N	zone plane			graben	70	1,5	
Galapagos	86°10'W	dôme	700	8	graben avec dôme	400 80	3 0,8	~ 6
Bassin Nord-Fidjien	17°04'S	dôme	600	15	graben	150	2	6 à 7
	17°52'S	graben	300	12	graben	60	1	
	19°26'S	dôme	300	15	surface plane au sommet du dôme			
Est-Pacifique	23°10'N	dôme	400	12	graben	50	1	6,2
	22°55'N	graben	800	20	dôme	200	3	
	21°00'N	zone plane			dôme	100	0,2 à 0,5	
	16°22'N	graben	300	8	graben	60	1	8
	12°51'N	dôme	200	6	graben	50	0,35	10
	8°46'N	dôme	550	15	graben	100	2	
	5°07'N	graben	400	5,5	graben sur un dôme	60 500	0,8 4	12
	17°26'S	dôme	> 50	> 2	sommet du dôme			16
	18°31'S	dôme	300	> 3	graben	90	0,8	

Tableau 7 : Synthèse des caractères morphologiques, et de leurs dimensions, des dorsales étudiées.





b

Figure 136 : Variations morphologiques transversales du domaine axial et de l'axe de différentes dorsales à taux d'expansion variés.

ait de variation notable du taux d'expansion. Le tableau 7 et la figure 136 a et b répertorient toutes ces variations. En prenant quelques exemples sur les dorsales étudiées, on voit apparaître des analogies de forme et dimensions du domaine axial et de l'axe entre les dorsales de Reykjanes (2 cm/an) et Est-Pacifique à 8°46'N et 8°39'N (12 cm/an), ou encore entre les dorsales Explorer (4 cm/an) et Est-Pacifique à 12°51'N (10 cm/an). Au sein d'une même dorsale, la morphologie peut être complètement inversée, un dôme ou un graben pouvant correspondre au domaine axial et à l'axe. Les exemples se trouvent le long des dorsales médio-Atlantique (2 à 3 cm/an), du Bassin Nord-Fidjien (6 à 7 cm/an), Juan de Fuca (6 cm/an) et de la dorsale Est-Pacifique entre 21° et 23°N (6 cm/an).

Ces variations morphologiques ne semblent pas en rapport avec la morphologie longitudinale, que ce soit sur la dorsale médio-Atlantique (fig. 113) ou sur la dorsale du Bassin Nord-Fidjien. Les dômes et les grabens se trouvent indifféramment sur les sommets ou les flancs des hauts topographiques. Toutefois, une particularité se présente sur la dorsale médio-Atlantique. Le passage d'une morphologie du domaine axial d'un dôme à un graben s'effectue sur certains segments longitudinaux en moins de 50 km. Cette succession dans l'espace semble beaucoup plus rapide sur cette dorsale que sur toutes les autres dorsales qu'elles soient lentes ou rapides.

Un autre point concerne l'amplitude des dénivelés des domaines axiaux. La dorsale médio-Atlantique et la dorsale de Gorda (fig. 136 a) ont des dénivelés beaucoup plus importants que ceux des autres dorsales. Les valeurs atteignent 2000 m par endroits, les autres dorsales présentent des domaines axiaux de 500 à 1000 m de dénivelé maximum. Cette particularité ne semble pas liée au taux d'expansion lent de ces dorsales. En effet, les dorsales de Reykjanes, Explorer et Sud Mer Rouge (taux d'expansion de 2 à 4 cm/an) n'ont pas ces caractéristiques. La dorsale médio-Atlantique, elle-même, ne présente pas ces amplitudes importantes tout le long de son axe. Egaleme nt, ces dénivelés de 2000 m ne se retrouvent que très rarement sur les domaines hors axe des dorsales médio-Atlantique et de Gorda.

2 - Les reliefs hors axe

Sur un profil bathymétrique hors axe au niveau de la zone FAMOUS, McDonald et Atwater (1978) interprètent les flancs des reliefs comme étant dus à la présence de failles normales à regards externes ou internes (fig. 9). Ces failles sont considérées comme encore actives à une vingtaine de kilomètres de l'axe. Lonsdale (1977 d) interprète les reliefs de la dorsale Est-Pacifique, autour de $3^{\circ}25'S$, de manière comparable en limitant toutefois la zone active à une distance de 2 km de l'axe. La valeur des dénivellations de ces reliefs, d'après Menard (1967) (tableau 2) peut être reliée au taux d'expansion de la dorsale. Les dénivellations sur les dorsales rapides (>6 cm/an) sont moins importantes que celles des dorsales lentes (< 6 cm/an), l'auteur ne donnant qu'un aspect qualitatif.

L'étude comparative d'un grand nombre de profils bathymétriques hors axe, perpendiculaires ou obliques à celui-ci, sur différentes dorsales à taux d'expansion variés, complétée sur la dorsale Est-Pacifique par des observations à l'aide du submersible, permet d'appréhender de façon plus précise la forme et l'amplitude des dénivelés de ces reliefs hors axe. La figure 137 regroupe quelques profils bathymétriques pris sur différentes dorsales à taux d'expansion différents, variant de 2 à 14 cm/an.

a - leur dénivelé

L'amplitude des dénivellations varie de 100 à 1000 m en dehors du domaine axial. La valeur de ces dénivellations n'est pas en rapport direct avec le taux d'expansion. En effet, les amplitudes dans le Bassin Nord-Fidjien (7 à 8 cm/an) sont aussi importantes que celles de la dorsale médio-Atlantique (2 à 3 cm/an). Les reliefs de la dorsale Est-Pacifique montrent des dénivellations comparables que ce soit à $21^{\circ}N$ (6 cm/an) ou à $3^{\circ}25'S$ (14 cm/an). Au sein d'une même dorsale, la dorsale médio-Atlantique, les amplitudes varient du simple au double. A $34^{\circ}57'N$, les dénivelés les plus importants atteignent 600 m environ ; à $11^{\circ}27'N$ ou $21^{\circ}06'N$, ils dépassent 1000 m. Sur un même profil ($11^{\circ}27'N$), ou à $86^{\circ}10'W$ sur la dorsale des Galapagos, on peut retrouver ce rapport.

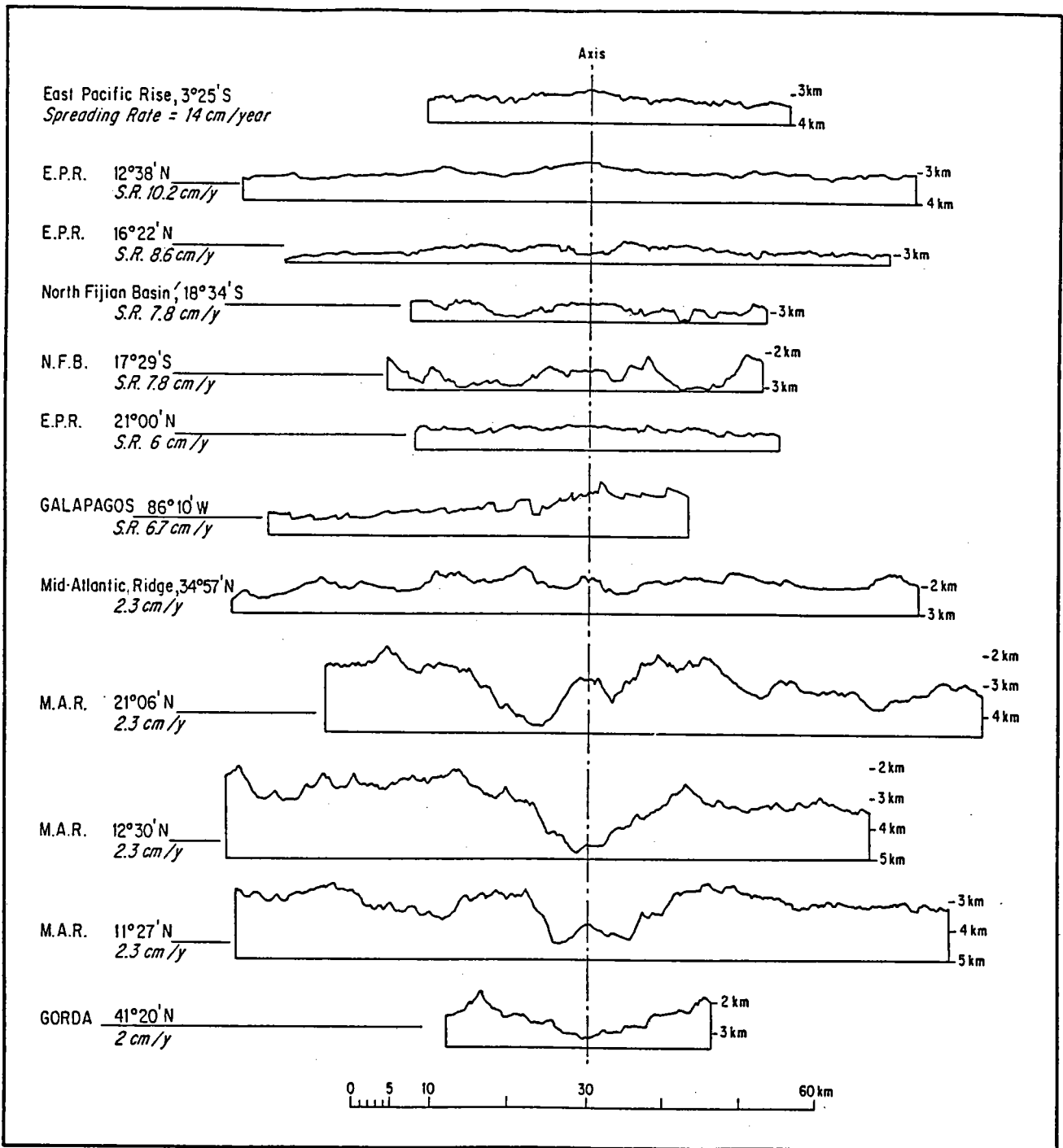


Figure 137 : Variations morphologiques transversales des reliefs hors axes de différentes dorsales à taux d'expansion variés.

Même si la relation taux d'expansion - amplitude des dénivelés n'est pas vérifiée, deux caractéristiques sont à noter. Les reliefs situés sur les flancs de la dorsale Est-Pacifique possèdent, d'une manière générale des dénivellations variant entre 100 et 300 m. Il existe quelques dénivelés plus importants de 500 m maximum. A l'opposé, l'ensemble des reliefs de la dorsale médio-Atlantique montre des dénivelés plus importants, variant entre 300 et 1500 m. Sur cette dorsale, les amplitudes les plus fortes se situent dans le domaine axial, pouvant atteindre 2000 m. Cette caractéristique se retrouve sur la dorsale de Gorda (Atwater et Mu- die, 1973).

Toutes les autres dorsales (Galapagos, Juan de Fuca, Explorer, du Bassin Nord-Fidjien, Reykjanes, Mer Rouge) possèdent des reliefs aux dimensions intermédiaires entre ces deux extrêmes.

b - leur forme

Les reliefs hors axe sont des rides et des vallées qui s'alignent parallèlement à l'axe d'accrétion. Leur longueur varie de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres. La forme de ces reliefs présente des caractéristiques communes sur toutes les dorsales. Ils sont constitués, d'une manière générale, d'une pente à regard interne plus redressée que celle à regard externe. Cette forme se retrouve quelle que soit leur amplitude. Des données recueillies à l'aide du submersible permettent de montrer que les pentes internes, abruptes, représentent de façon systématique des escarpements en failles normales. Les pentes externes, à pente plus douce, sont des reliefs construits par des coulées de lave sans aucun effet tectonique apparent. Ces caractères ont été observés sur la dorsale Est-Pacifique à 21°N (Cyamex Scientific Team 1981), à 12°50'N (Choukroune *et al.*, 1984, ce travail) et 14°20'N (ce travail) (fig. 61, 62 et 36).

Une faille active à regard externe a été observée à 12°50'N (fig. 61 et 62) (Choukroune *et al.*, 1984, ce travail). Elle se situe au niveau d'un graben parallèle à l'axe mais de dimension réduite n'ayant que quelques kilomètres de long. Cette structure semble correspondre à un évènement particulier et limité à cette zone. Quelques autres failles à regard externe ont été observées

au niveau de la coupe transverse à 14°20'N (fig. 36). Les rejets sont petits (quelques mètres de hauteur), en comparaison des dimensions plus importantes des failles à regard interne. Ces événements tectoniques ne seraient donc que des événements mineurs comparés à ceux contribuant à la formation des failles à regard interne.

Cette morphologie des reliefs, qui ressemble à des demi-grabens, se retrouvent, quelles que soient leurs dimensions, sur les flancs des dorsales Atlantique, du Bassin Nord-Fidjien, des Galapagos ou de Reykjanes. Ainsi, une transposition de l'interprétation des reliefs de la dorsale Est-Pacifique à d'autres dorsales semble donc possible.

III - CONSTRUCTION DES RELIEFS DES DORSALES

La formation des reliefs observés à l'axe des dorsales océaniques ne peut être comprise que par une exploration en détail des zones d'accrétion. Ainsi, il a pu être observé la réponse de la croûte océanique superficielle aux contraintes qu'elle subit, le mode de mise en place des laves, la largeur des zones tectoniques et volcaniques actives et la succession des différents événements dans le temps.

1 - Le volcanisme

a - largeur de la zone volcanique active

Toutes les dorsales sont caractérisées par une zone d'activité volcanique étroite (laves fraîches), variant entre 200 m et 1 km de large (McDonald, 1982 a ; Choukroune *et al.*, 1984, ce travail). Il ne semble pas y avoir de relation étroite entre le taux d'expansion et la largeur de la zone volcanique active, mais les études plus approfondies sur les dorsales lentes de type Atlantique sont encore à faire.

b - morphologie des laves

Dans cette zone active, le volcanisme se manifeste de diverses manières suivant les dorsales. Sur les dorsales Est-Pacifique, Juan de Fuca, Explorer et Galapagos (de taux d'expansion variant de 4 à 18 cm/an), les laves émises présentent une plus grande variété morphologique (laves massives, laves en coussins, laves lobées, laves drapées, lacs de lave) que celles (laves en coussins, laves massives) se trouvant dans les zones FAMOUS et TAG de la dorsale médio-Atlantique ou dans les zones d'accrétion du Sud de la Mer Rouge et du golfe de Tadjoura. Ces différences résident essentiellement dans la présence des laves fluides sur les dorsales à taux d'expansion supérieur à 4 cm/an. Cette différence semble être due au mode de mise en place et au volume de lave émise instantanément (Ballard *et al.*, 1979).

La répartition des différents types de lave dans le cas des dorsales à taux d'expansion supérieur à 4 cm/an est la suivante : des laves fluides concentrées au fond des grabens ou au sommet des dômes (largeur de quelques dizaines de mètres jusqu'à 200 m environ), des lacs de laves occupant une position centrale et enfin des laves plus visqueuses (laves en coussins, laves massives) sur les murs des grabens et en dehors des zones axiales, en bordure des laves fluides. Ces laves en coussins correspondent parfois aux extrémités des coulées de laves fluides.

L'impression qu'on en tire sur le mode éruptif des laves est que les éruptions volcaniques sur les dorsales à taux d'expansion supérieur à 4 cm/an ont deux régimes. Un type d'éruption semble être plus rapide et émet un volume de lave important (laves fluides) (cf chapitre II, § V 3 a). Le deuxième type éruptif -plus lent et intéressant des volumes de laves plus petits (laves visqueuses)- se retrouve aussi bien sur les dorsales lentes ou rapides. Toutefois, il faut préciser que l'échantillonnage sur la dorsale médio-Atlantique reste trop faible pour confirmer ces hypothèses.

2 - La tectonique

a - largeur de la zone tectonique active

La largeur de la zone d'activité tectonique varie d'une dorsale à l'autre en fonction du taux d'expansion, les zones actives les plus larges se situant au niveau des dorsales lentes (Choukroune *et al.*, 1984).

Dans ce travail, la variation de la largeur de la zone tectonique active est vérifiée. Toutefois, des variations apparaissent le long d'une même dorsale, sans qu'il y ait de variations notables du taux d'expansion.

Cette largeur varie d'environ 200 m à une dizaine de kilomètres. Les observations directes sur le fond montrent que la largeur de la zone où l'activité tectonique est maximale s'étend de 200 m à 1,5 km autour de 20°S sur la dorsale Est-Pacifique, de 0,5 à 3 km entre 3°25'S et 13°N et 21°N (Lonsdale, 1977 ; Rangin et Francheteau, 1981 ; Choukroune *et al.*, 1984, cette étude) ou jusqu'à 6-7 km (peut-être moins) au niveau du Sud de la Mer Rouge, des zones FAMOUS et TAG. Une zone tectonique active de 3 km de largeur a été reconnue lors de l'évènement de novembre 1978 dans le Ghoubbet.

La largeur de l'activité séismique est également très variable sur une même dorsale. Elle peut être quasi inexistante ou s'étendre jusqu'à 5 ou 10 km de l'axe volcanique (dorsale de Reykjanes ou dorsale médio-Atlantique). Ainsi, il ne semble pas y avoir de relation directe entre le taux d'expansion et la largeur d'activité tectonique. La variation de la largeur de la zone active est certainement fonction du stade d'évolution morphologique de l'axe de la dorsale. Cette relation sera explicitée dans le paragraphe suivant.

b - manifestations de l'activité tectonique

L'activité tectonique se manifeste par une fissuration et un failage normal. Les fissures s'ouvrent sur quelques dizaines de centimètres à une dizaine de mètres de large. Les failles normales ont des rejets variant du mètre à plus de 200 m. Ces failles normales créent des grabens

par effondrement de type caldera de volcan, sur toutes les dorsales.

La continuité des structures s'observe sur quelques mètres à quelques kilomètres. L'ensemble peut présenter une disposition en échelon, les directions tectoniques actuelles observées à l'axe des dorsales pouvant être obliques par rapport aux structures plus anciennes. Ces deux caractères (échelonnement et obliquité) sont bien mis en évidence sur la dorsale Est-Pacifique à 13°N, dans le Ghoubbet et la dorsale de Reykjanes.

Cette structuration de l'axe des dorsales montre que la rupture de la croûte océanique s'effectue suivant des lignes de faiblesse pouvant varier en direction et changer de place dans le temps. Cette hypothèse pourrait répondre à la question de l'existence de sauts d'axe de quelques kilomètres. Ces sauts d'axes dans le temps sont représentés actuellement par les décalages des axes d'accrétion, axes étant relayés à travers des structures type "O.S.C." ou failles transformantes de petites dimensions (< 20 km). Le volcanisme (et peut-être le magmatisme) serait en partie un événement "passif" dans la mise en place de l'axe d'accrétion. Ils occuperont les fissures de la croûte. Cette fissuration qui provoque les décalages des axes d'accrétion interviendrait ainsi sur toute l'épaisseur de la croûte océanique. Ce mécanisme fondamental de la construction des reliefs est applicable à toutes les dorsales océaniques.

3 - Le cycle volcano-tectonique de la construction des reliefs à l'axe : un processus fondamental

Sur la dorsale Est-Pacifique, il a été démontré de façon claire que la construction des reliefs axiaux est cyclique (Lonsdale, 1977 d ; Gente *et al.*, 1986). Ce cycle est issu principalement d'une activité volcanique périodique (Lewis, 1979 ; Robson et Cann, 1982) et d'une activité tectonique plus continue. Cette activité cyclique est responsable de la variation de la morphologie axiale le long de cette dorsale. Sur les autres dorsales, à taux d'expansion plus lent, on retrouve le même type de variation de la morphologie axiale, que l'on soit sur un domaine axial en dôme ou en graben. Il semble donc probable que la construction des reliefs

axiaux sur les autres dorsales océaniques soit identique à celle de la dorsale Est-Pacifique. Les données détaillées acquises sur les autres dorsales vont dans ce sens.

Ce cycle volcano-tectonique est le processus fondamental de la construction des reliefs des dorsales.

Un problème se pose. La construction des reliefs du domaine axial des dorsales s'effectue-t-elle par la reproduction de ce processus fondamental ? ou par l'action de phénomènes plus profonds invoqués dans les modèles théoriques présentés au premier chapitre ?

L'étude effectuée ici permet de répondre à un certain nombre de problèmes soulevés par les différents modèles proposés.

Cette synthèse permet de conclure :

- la morphologie axiale des dorsales n'est pas stable dans le temps
- il n'existe pas de relation simple entre le taux d'expansion et la morphologie du domaine axial, ainsi qu'entre taux d'expansion et amplitude des dénivelés
- il existe une certaine conservation des reliefs en dehors du domaine axial, l'activité tectonique ne les ayant pas modifiés après leur construction dans le domaine axial
- l'activité volcanique est concentrée dans une bande étroite le long de l'axe de 0,2 à 1 km de large sur toutes les dorsales
- cette activité est périodique (Lewis, 1979 ; Robson et Cann, 1982)

Ce désynchronisme semble se produire sur des segments le long de l'axe, d'une vingtaine de kilomètres de longueur en moyenne sur la dorsale Est-Pacifique. Il est probable que de tels segments élémentaires existent sur les autres dorsales.

- l'activité tectonique à âge zéro se manifeste dans des zones de largeur variable pour une même dorsale. Cette largeur ne semble pas être en relation simple avec le taux d'expansion.
- l'activité tectonique se manifeste par une fissuration et un effondrement le long de failles normales de la croûte superficielle. Aucune donnée ne suggère une remontée des murs des grabens axiaux.
- l'activité tectonique semble constante dans le temps. Son expression est donc maximum pendant les phases de diminution ou d'arrêt du volcanisme.

- il n'y a pas d'évidence directe de l'existence d'une chambre magmatique de grande largeur à l'axe des dorsales comme supposés par Bryan *et al.* (1979), Gass (1980), Kuszniir (1980), Lonsdale (1985), Boudier et Nicolas (1985-1986). Si ces poches magmatiques existent, elles sont de dimensions réduites (2 à 3 km de large maximum) à environ 1 à 2 kmsous le plancher océanique (Nisbet et Fowler, 1978)
- il n'existe actuellement aucun élément permettant de répondre à la question de la possibilité d'une migration de ces poches de magma le long de l'axe
- il n'y a pas de réajustement isostatique de petite longueur d'onde (< 20 km) sur toutes les dorsales
- il n'existe pas de basculement de blocs, si ce n'est de façon très localisée sur des pans de murs effondrés le long de failles normales, et dont la largeur ne dépasse pas 2 km. A plus grande échelle, ce basculement n'est pas observé. Dans le Ghoubbet, les blocs basculés correspondent à un bombement thermique affectant l'ensemble du rift
- la croûte océanique a une réponse passive à l'extension, c'est-à-dire se fracture sous l'effet des contraintes selon des lignes de faiblesse. Le magma est émis par ces fractures.

L'ensemble de ces constatations concernant la construction des reliefs superficiels des dorsales océaniques montre que les modèles proposés ne répondent pas globalement aux observations faites.

B - UN MODELE VOLCANO-TECTONIQUE

En considérant l'ensemble des observations décrites auparavant, il est possible de reconstituer l'évolution morphologique du domaine axial des dorsales océaniques.

I - VARIABILITE A AGE ZERO

Dans un premier temps, nous avons utilisé les données existant sur la dorsale médio-Atlantique, qui montrent la plus grande variabilité morphotectonique. Avant de considérer l'évolution temporelle d'un

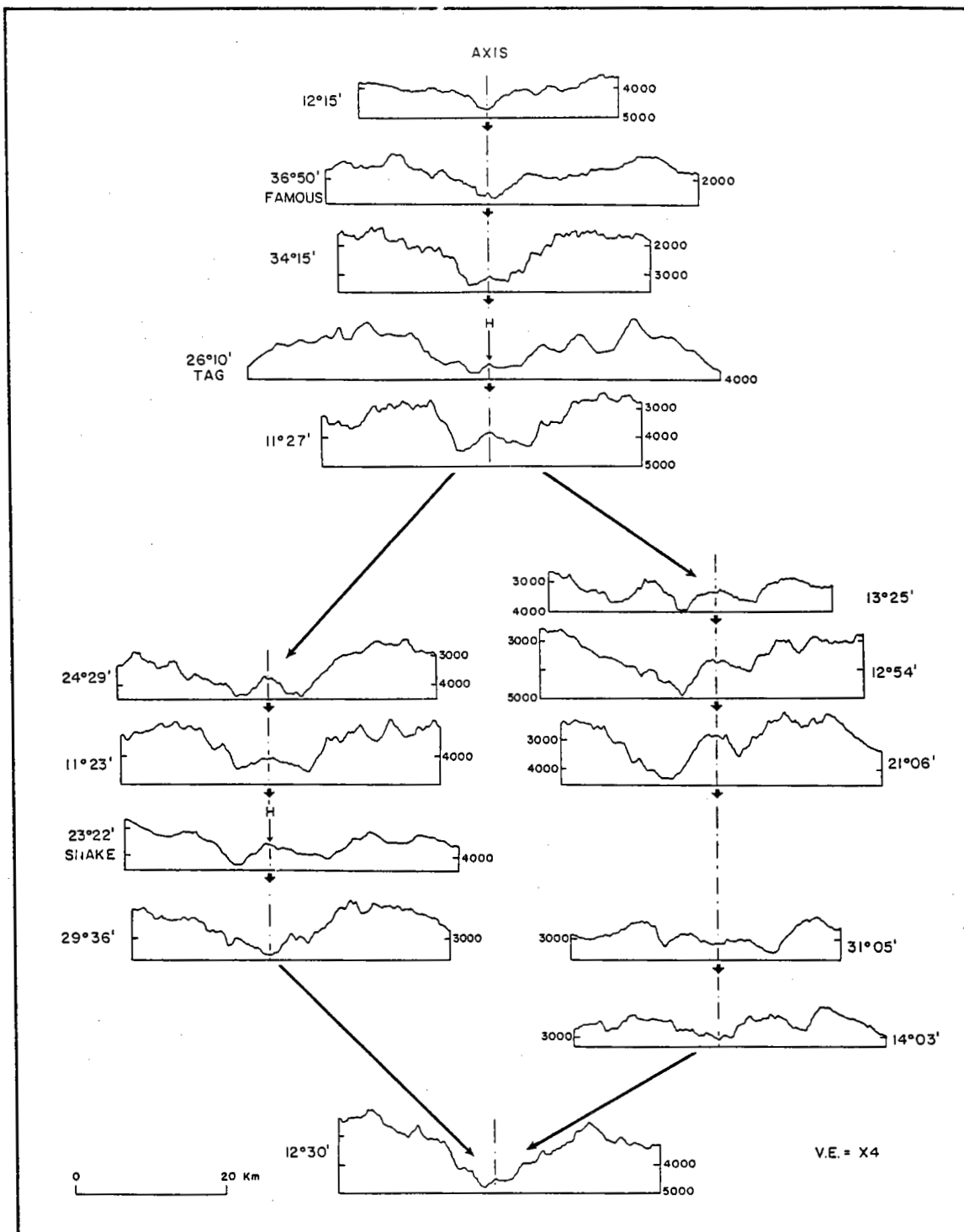


Figure 138 : Variations de la morphologie du domaine axial de la dorsale Médio-Atlantique Nord mettant en évidence ses différents stades d'évolution. Deux types d'évolution sont possibles à partir du stade 11°27' (voir texte). H correspond aux sites hydrothermaux actifs.

même segment de dorsale, il était indispensable de regarder s'il existait, dans la variation morphologique, à âge zéro, une succession que l'on pourrait relier à des stades d'évolution différents. En prenant plusieurs segments où le domaine axial se présente différemment (fig. 138), il est possible d'établir une évolution morphologique de ce domaine axial. Ainsi, il existe tous les stades intermédiaires entre un axe situé sur le plancher interne d'un graben et celui situé au sommet d'un dôme. La création du dôme s'effectue sur le plancher interne, sa dimension augmentant progressivement (coupes 12°15' à 11°27'N, fig. 138). Cette phase de construction d'un dôme est une phase d'importante activité volcanique. Arrivé à ce stade, deux types d'évolution semblent possibles :

1 - l'augmentation des dimensions du dôme axial s'arrête. L'arrêt est certainement dû à une diminution importante de l'activité volcanique pouvant aller jusqu'à son arrêt complet. L'extension se poursuivant, l'activité tectonique est à l'origine d'un graben axial centré ou non. Ce graben s'agrandit (coupes 24°29' à 29°36'N, fig. 138) jusqu'à atteindre des conditions analogues à celles du début de la formation du dôme.

2 - l'augmentation des dimensions du dôme axial continue jusqu'à un stade où le volcanisme diminue ou s'arrête (de 13°25' à 21°06'N, fig. 138). Cette construction d'un dôme est alors suivie par la création d'un graben, de la même façon que précédemment (exemples de 31°05' à 14°03'N, fig. 138).

Sur le plancher interne de ce nouveau graben, un dôme peut reprendre naissance (12°30', fig. 138) lors de nouvelles éruptions volcaniques.

Les dimensions des dômes ou des grabens sont essentiellement liées à l'amplitude des phases de l'activité volcanique. Toutefois, il est possible de considérer que l'activité tectonique, liée à l'extension, subit des "crises momentanées" augmentant ou diminuant son effet. Ainsi, c'est une sorte de "compétition" entre ces deux styles d'activité

qui construira la morphologie du domaine axial. Cette construction doit s'effectuer, dans le temps, par une suite d'évènements discrets, c'est-à-dire une succession de processus élémentaires (de cycle volcano-tectonique de construction de l'axe - cf chapitre II, § VII, 1). Considérant que la morphologie du domaine axial n'est pas stable dans le temps, cette succession doit se retrouver sur les flancs d'un même segment de dorsale.

II - VARIATION DE LA MORPHOLOGIE DU DOMAINE AXIAL DANS LE TEMPS

Pour mettre en évidence la succession dans le temps de la morphologie du domaine axial, des reconstitutions ont été effectuées qui consistent à retrouver les conditions initiales de mise en place de la croûte. Il a été pris en considération la symétrie des structures de part et d'autre de l'axe, leur âge et la forme des reliefs. Ces reconstitutions se fondent sur l'hypothèse que la profondeur des structures issues de l'axe ne varie pas, en s'éloignant de celui-ci, autrement que par la subsidence thermique. Cette subsidence est symétrique pour des structures de même âge. Les reconstitutions ont été effectuées sans tenir compte de celle-ci. Une autre hypothèse est considérée : l'existence de sauts d'axe ou de taux d'expansion asymétrique. Cette hypothèse est confirmée par les observations. Enfin, l'épaisseur sédimentaire est considérée comme suffisamment faible pour que la morphologie soit représentative de la croûte basaltique. Quatre profils transverses à l'axe de la dorsale médio-Atlantique ($14^{\circ}03'N$, $14^{\circ}10'N$, $21^{\circ}06'N$ et $29^{\circ}36'N$), et deux profils transverses à la dorsale Est-Pacifique ($13^{\circ}10'N$ et $21^{\circ}N$) ont été utilisés (fig. 139). Ainsi, quel que soit l'emplacement de ces profils et le taux d'expansion de la dorsale, il semble possible de reconstituer l'histoire, plus ou moins complexe, de la construction de la morphologie à l'axe de la dorsale.

Ces profils (fig. 139) montrent, d'une manière générale, une variation de la morphologie axiale qui se manifeste par une succession de dômes et de grabens. Les dimensions de ces structures varient au cours du temps. D'autre part, certaines asymétries apparentes sur les coupes originales peuvent être expliquées par des structures se mettant en place

de façon non centrée par rapport à la structure précédente. Par exemple, sur le profil 14°03'N (fig. 139), juste avant l'apparition de l'anomalie centrale, un graben succède à un dôme en prenant naissance sur le flanc de ce dernier. Il en résulte une asymétrie importante au niveau des murs du graben. Par contre, à l'étape suivante, le dôme prend naissance au centre du graben donnant ainsi une structure symétrique.

Deux profils sur un même segment de dorsale (les profils 14°03'N et 14°10'N, fig. 139) permettent de montrer que leur évolution morphologique est identique jusqu'à l'anomalie 2. Ce fait montre une activité synchrone sur toute la longueur du segment où sont situés les deux profils.

On peut relier cette succession dôme-graben à une activité cyclique volcano-tectonique (fig. 140). La différence dans les dimensions des structures peut être expliquée par des durées d'activité plus ou moins importantes. Par exemple, des épisodes volcaniques qui se renouvellent rapidement permettent de créer un relief important ayant la forme d'un dôme. C'est une succession de processus élémentaires (cycles volcano-tectoniques) mais à dominante volcanique. A l'opposé, une succession de cycles volcano-tectoniques à dominante tectonique créera un graben. Cette succession d'évènements discrets peut être appelée "période volcanique" ou "période tectonique". Un cycle complet réunissant deux périodes successives (formation d'un dôme puis formation d'un graben) oscille entre 0,7 et 1 million d'années pour la dorsale médio-Atlantique. Dans les exemples considérés, les "périodes tectoniques" (stade graben) semblent durer plus longtemps (entre 0,5 et 0,75 M.A.) que les "périodes volcaniques" (stade dôme) (entre 0,25 et 0,5 M.A.). Cette constatation montre que, statistiquement, la morphologie du domaine axial de la dorsale médio-Atlantique doit être plus souvent un graben (de profondeur variable), dans un rapport équivalent à celui des durées des périodes "tectoniques" sur celles des périodes "volcaniques". Les durées sont calculées à partir des longueurs des portions de croûte accrétées et du taux d'expansion pendant cette période.

Sur la dorsale Est-Pacifique, à 21°N (fig. 139), un cycle comprenant deux périodes s'effectue environ en 70000 ans au taux d'expansion de 7,3 cm/an. Depuis la formation du dernier graben, l'activité volcano-

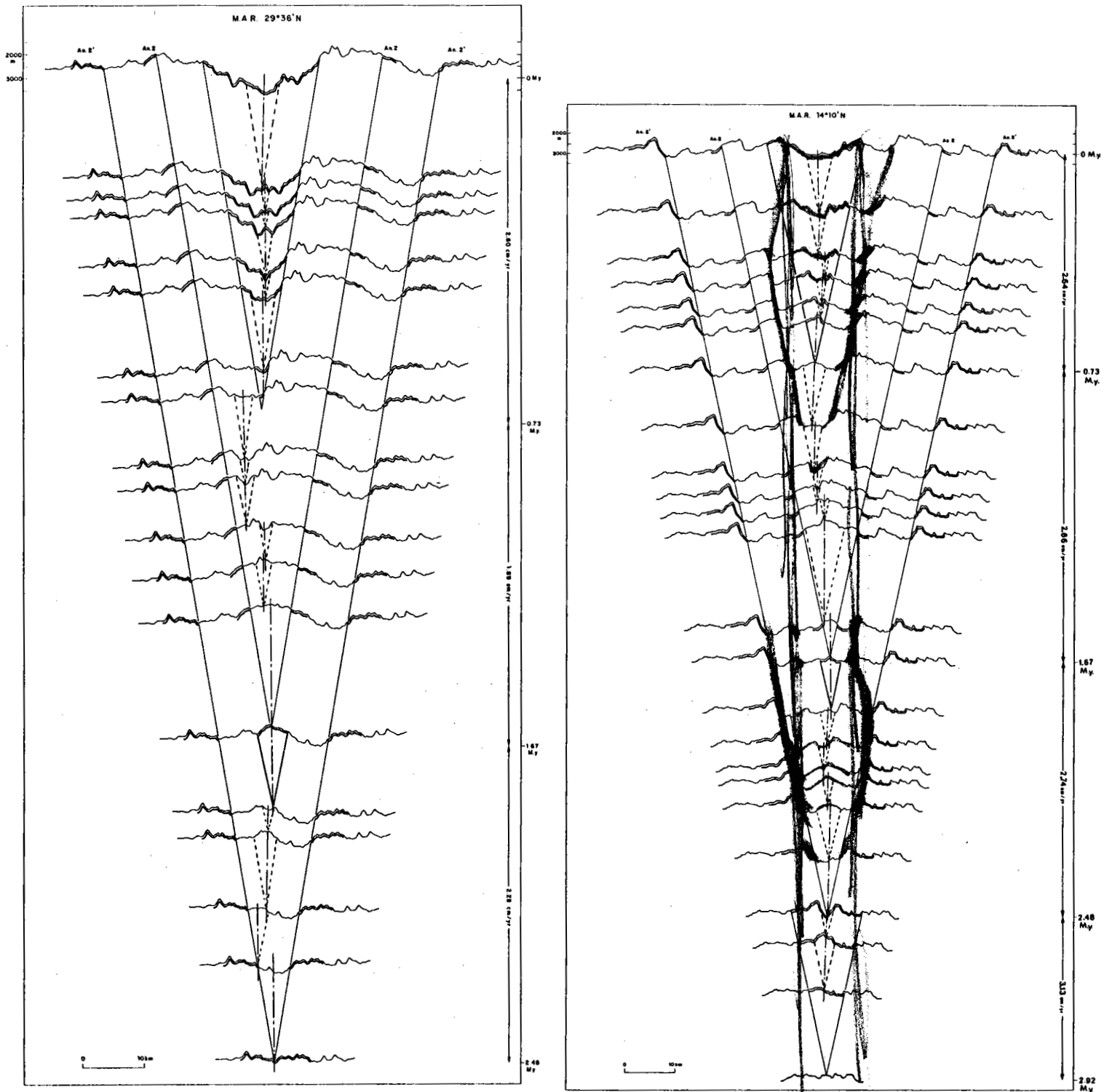
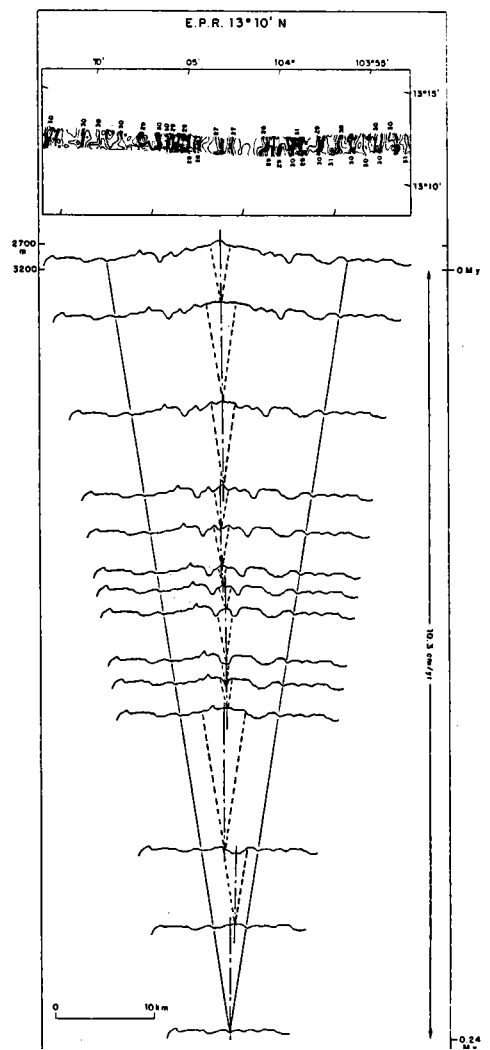
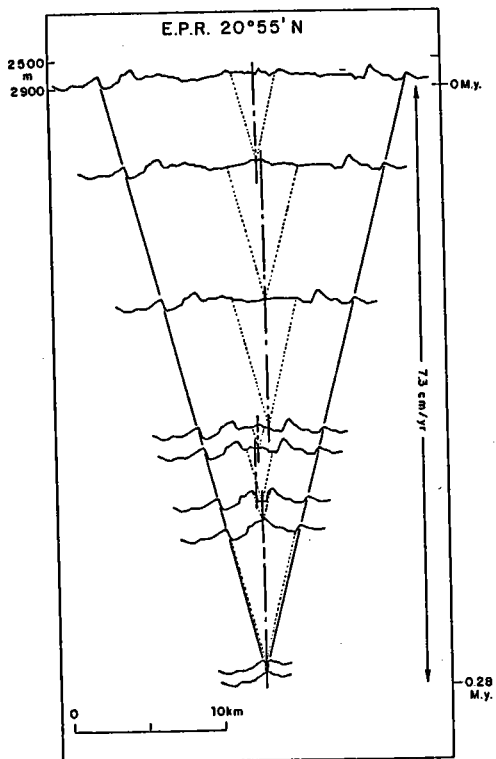
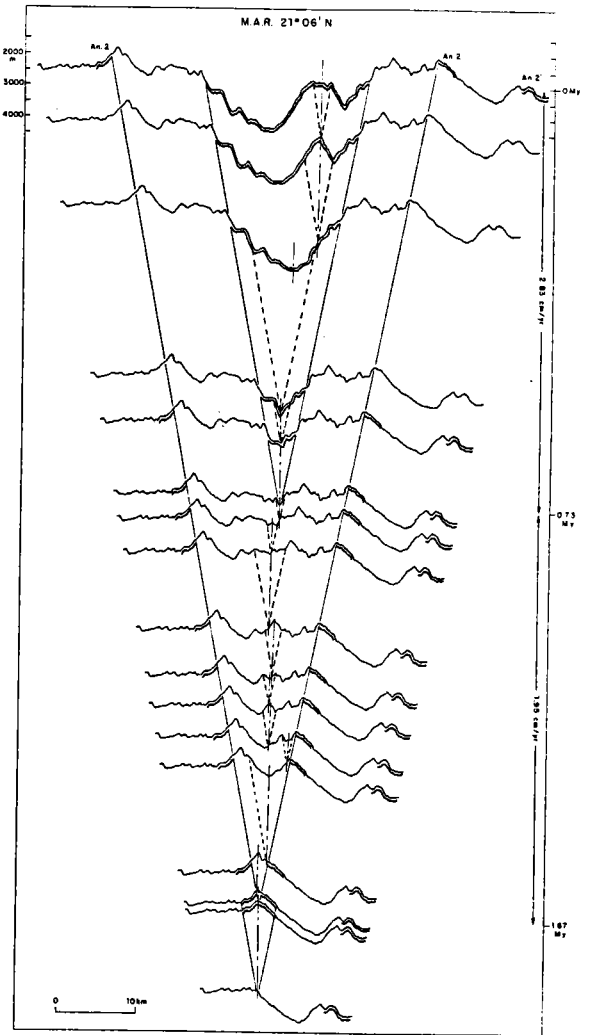
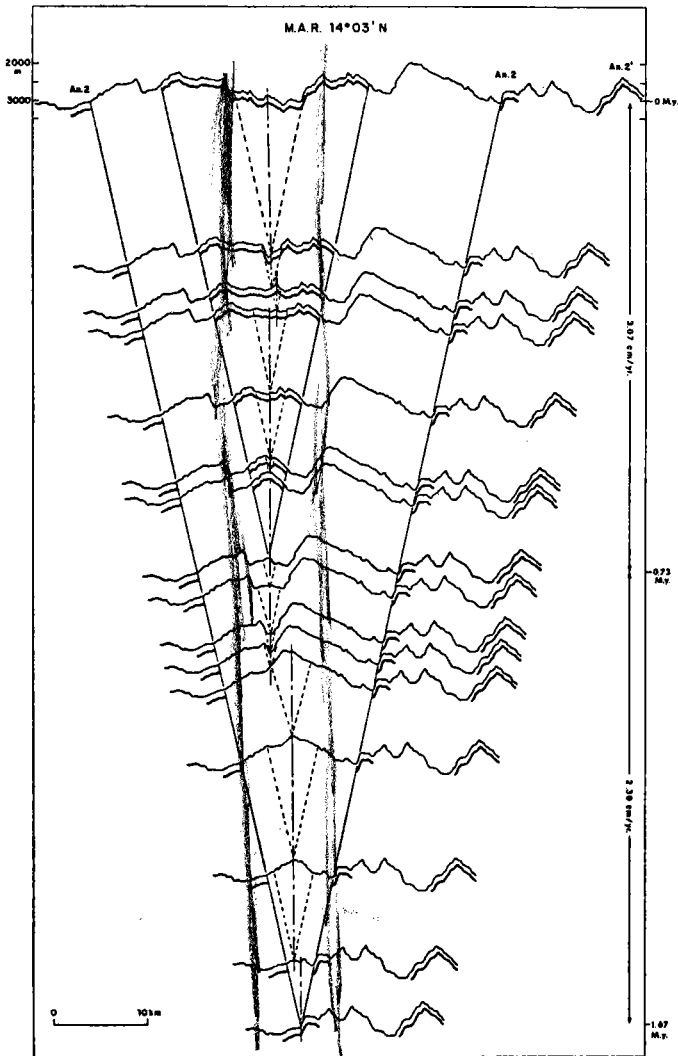


Figure 139 : Reconstitution, à partir de coupes bathymétriques transverses à l'axe, de la morphologie du domaine axial de différentes dorsales en fonction du temps. Les traits doublés représentent l'emplacement des anomalies magnétiques normales; les traits pleins, le déplacement des points d'inversion; les traits pointillés, la portion de croûte accrétée entre chaque profil. Les taux d'expansion sont calculés pour chaque anomalie magnétique. L'âge des inversions est tiré de l'échelle de Mankinen et Dalrymple (1979) (Annexe 1).



tectonique s'est manifestée suivant une suite d'évènements discrets sans prépondérance d'une activité ou d'une autre, conférant une morphologie plane au domaine axial. A 13°10'N (fig.139), la durée des cycles semble plus courte : 50000 ans environ au taux d'expansion de 10,3 cm/an. La dernière période serait une "période volcanique" (à dominante volcanique), qui semble durer depuis 100 000 ans environ. L'aspect de dôme pour le domaine axial de cette dorsale peut être expliqué de cette manière. Ces cycles plus ou moins rapides responsables de la morphologie du domaine axial des dorsales océaniques sont peut-être en relation avec le taux d'expansion. Les dorsales lentes auraient un cycle plus long que les dorsales rapides. Ces durées plus ou moins longues provoqueraient les différences d'amplitudes des phénomènes. Ainsi, les dénivellations des reliefs sur les dorsales seraient d'autant plus importantes que la durée du cycle serait longue. Cette hypothèse permettrait d'expliquer les différences de dénivelés entre la dorsale Atlantique et la dorsale Pacifique par exemple. D'autre part, des "périodes de crises" pourraient provoquer des "anomalies" dans les dimensions des dénivelés. Enfin, l'aspect de dôme assez constant tout au long de la dorsale Est-Pacifique pourrait signifier l'existence d'une activité volcanique plus importante au niveau des dorsales rapides. Ainsi, contrairement à la dorsale médio-Atlantique où la "période tectonique" semble être plus longue que la "période volcanique", un taux d'expansion plus rapide aurait pour conséquence une inversion de ces durées. Un autre problème est celui des dénivelés du domaine axial de la dorsale médio-Atlantique qui présentent des dimensions plus importantes que ceux des reliefs sur les flancs. Ce caractère peut avoir une explication par le fait que la reprise du volcanisme à l'axe comble en partie les structures préexistantes. Ainsi, pour les grabens hors axe, la profondeur actuelle n'est certainement pas leur profondeur initiale, au moment de leur formation, mais une profondeur modifiée par la mise en place de laves sur leur plancher interne. Les reconstitutions (fig. 139) de l'Atlantique ou du Pacifique, ne tiennent pas compte de cette restriction, qui demeure d'ailleurs une inconnue. Toutefois, la succession des évènements ne change pas, seules les dimensions initiales des structures ne peuvent pas être reconstituées.

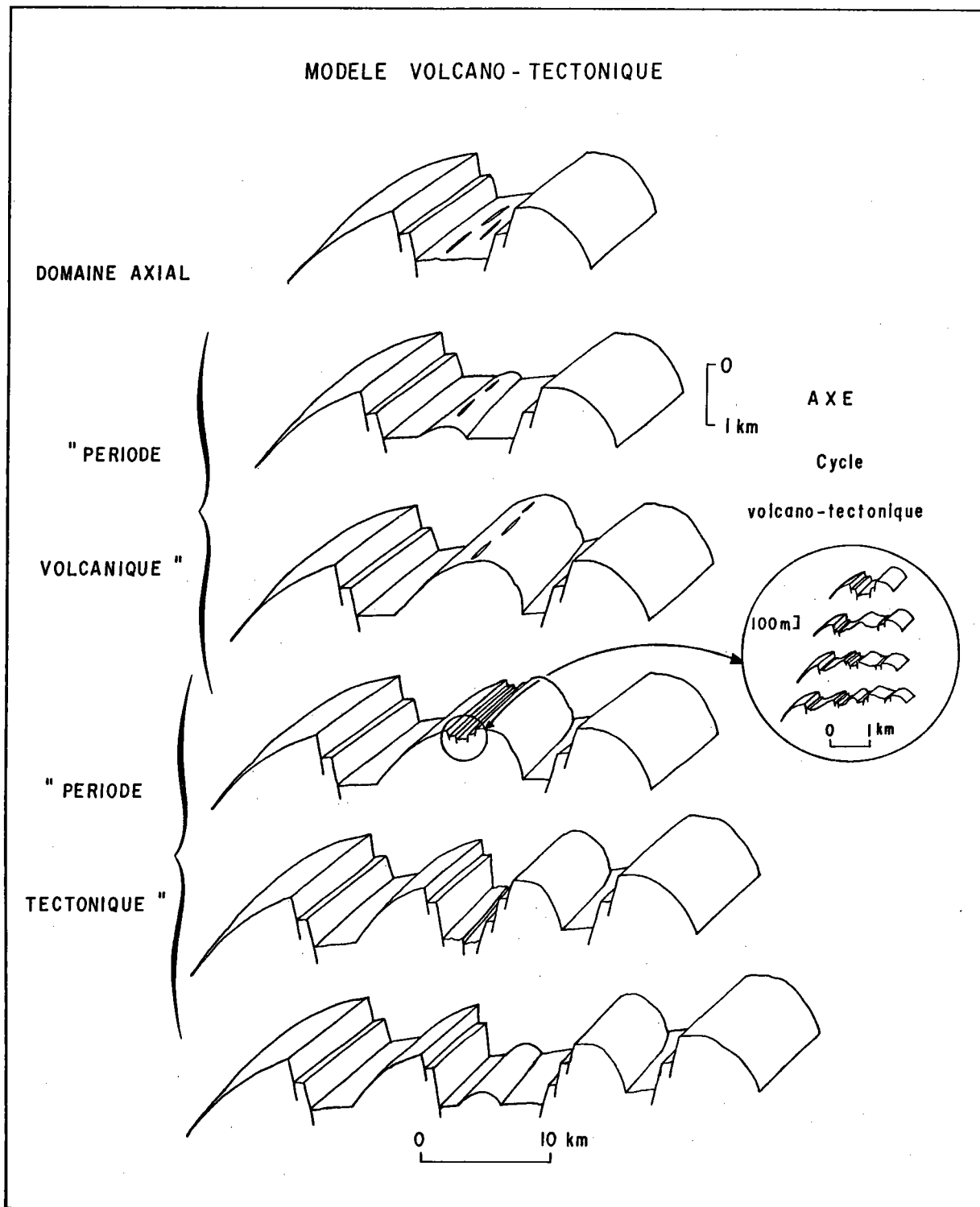


Figure 140 : Construction de la morphologie de l'axe et du domaine axial des dorsales océaniques. Le cycle volcano-tectonique est responsable de la variation de la morphologie axiale. La succession de ce processus élémentaire avec prédominance du volcanisme sur l'activité tectonique ("période volcanique") ou l'inverse ("période tectonique") construit la morphologie du domaine axial.

III - CONCLUSION

Ce modèle de construction de la morphologie des dorsales rejoint en partie le modèle de Lewis (1979), qui limite toutefois la construction des reliefs à une périodicité dans le volcanisme. L'auteur ne considère pas les effets de l'activité tectonique, ou du moins ne reste que sous entendus. D'autre part, aucune donnée précise ne vient étayer son modèle.

Le modèle présenté ici s'applique à toutes les dorsales océaniques, quel que soit leur taux d'expansion, sans faire appel à une origine profonde pour expliquer les reliefs de surface. Les contraintes sont essentiellement des observations de la morphologie ou *in situ* de l'axe d'accrétion et des flancs de la dorsale. Cette hypothèse repose sur l'idée que les reliefs de courte longueur d'onde (20 km) des dorsales océaniques sont issus de phénomènes superficiels simples tels le volcanisme et l'activité tectonique due à l'extension.

C - CONCLUSION GENERALE

La synthèse morphostructurale effectuée dans cette étude et le modèle d'évolution et de construction des reliefs des dorsales océaniques proposé est une nouvelle manière d'aborder la compréhension des systèmes d'accrétion. En effet, la morphologie des domaines axiaux des dorsales océaniques n'est pas liée directement au taux d'expansion comme le suggérait Menard (1967). La formation de la croûte superficielle est périodique, cyclique et se décompose en une période "volcanique" et une période "tectonique". La durée de ces périodes varie suivant le type d'activité et le taux d'expansion. Sur les dorsales rapides, les reliefs se construisent plus rapidement que ceux sur les dorsales lentes. Les périodes "tectoniques" (stade graben) sont plus longues que les périodes "volcaniques" (stade dôme) pour les dorsales rapides. Ces périodes correspon-

dent à la répétition d'un processus fondamental responsable de la construction de l'axe proprement dit. Ce processus est un cycle volcano-tectonique. Ce fonctionnement discontinu des axes d'accrétion est désynchronisé le long de l'axe suivant des segments élémentaires d'une vingtaine de kilomètres de long sur toutes les dorsales. Toutefois, ces petites cellules mises en évidence sur la dorsale Est-Pacifique restent à préciser sur beaucoup d'autres dorsales océaniques.

Ainsi, des études de détail sur la dorsale médio-Atlantique sur des segments présentant des stades d'évolution différents permettraient de mieux comprendre les systèmes d'accrétion en général. Beaucoup de questions restent posées. Comment s'exprime le volcanisme suivant les stades ? Quelles sont la longueur, et ses variations, des segments élémentaires sur cette dorsale ? Y a-t-il une relation hydrothermalisme - stade d'évolution morphologique de l'axe de la dorsale ? et du domaine axial ? Quelle est la signification des variations de profondeur de l'axe de la dorsale à âge zéro ? Pourquoi les intersections avec les zones de fractures sont-elles des dépressions ?

Cette liste de questions, encore très succincte, ne pourra être abordée que par une approche pluridisciplinaire où la géologie structurale servira à préciser le cadre, et à montrer l'interaction possible entre les différents phénomènes.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ALLAN T.D. (1970). - Magnetic and gravity fields over the Red Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 267, p. 153-180.
- ALLEGRE C.J., HAMELIN B. et DUPRE B. (1984). - Statistical analysis of isotopic ratios in MORB : the mantle block cluster model and the convective regime of the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 71, p. 71-84.
- ALLMENDINGER R.W. and RIIS F. (1979). - The Galapagos rift at 86°W : Regional Morphological and structural analysis. *J. Geophys. Res.*, 84, n° B 10, sept. 1979, p. 5379-5389.
- ANDERSON R.N. et SCLATER J.G. (1972). - Topography and evolution of the East Pacific rise between 5°S and 20°S. *Earth Planet. Sci. Letters*, 14, p. 433-441.
- ANDERSON R.N. and NOLTIMIER H.C. (1973). - A model for the Horst and Graben structure of Mid-ocean Ridge crests based upon Spreading Velocity and Basalt Delivery to the Oceanic crust. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 34, p. 137-147.
- ANDERSON R.N., MCKENZIE D. and SCLATER J.G. (1973). - Gravity, Bathymetry and convection in the Earth. *Earth Planet. Sci. Letters*, 18, p. 391-407.
- ANDERSON R.N., MOORE G.F., SCHILT S.S., CARDWELL R.C., TREHU A. and VACQUIER V. (1976a). - Heat flow near a fossil ridge on the North flank of the Galapagos spreading center. *J. Geophys. Res.*, 81, n° 11, p. 1828-1838, april 1976.
- ANDERSON R.N., LANGSETH M.G., VACQUIER V. and FRANCHETEAU J. (1976b). - New terrestrial heat flow measurements on the Nazca plate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 29, p. 243-254.
- ANDERSON-FONTANA S., ENGELN J.F., LUNDGREN P., LARSON R.L. and STEIN S. (1986). - Tectonics and evolution of the Juan Fernandez microplate at the Pacific-Nazca-Antarctic triple junction. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 2005-2018.
- ANTRIM L., SEMPERE J.C. and McDONALD K.C. (1985). - High resolution study of overlapping Spreading centers on the East Pacific Rise near 13°N. *E. O. S.*, 66, n° 46, p. 969.
- ARCHAMBAULT M.F. (1984). - Evolution cinématique post-Eocène de l'Atlantique nord et central. Implications sur le fonctionnement des Açores et l'évolution du domaine méditerranéen occidental. *Thèse 3e Cycle*, Brest, 211 p.
- ARCYANA (1975). - Transform fault and rift valley from bathyscaph and dining saucer. *Science*, 190, p. 108-116.
- ARCYANA (1977). - Rocks collected by bathyscaph and dining saucer in the FAMOUS area of the Mid-Atlantic rift valley : petrological diversity and structural setting. *Deep Sea Research*, 24, p. 565-589.
- ARCYANA (1978). - "FAMOUS : Atlas photographique de la Dorsale medio-Atlantique : rift et faille transformante par 3000 m de fond". Gauthier-Villars, CNEXO, Bordas, Paris, 128 p.
- ARTHAUD F., CHOUKROUNE P. et ROBINEAU B. (1980a). - Tectonique, microtectonique et évolution structurale du Golfe de Tadjoura et du Sud de la dépression APAR (Rép. de Djibouti). *Bull. Soc. Geol. France*, XXII, n° 6, p. 901-908.
- ARTHAUD F., CHOUKROUNE P. et ROBINEAU B. (1980b). - Evolution structurale de la zone transformante d'Arta (Rép. de Djibouti). *Bull. Soc. Geol. France*, 7, p. 909-915.
- ATWATER T.M. and MUDIE J.D. (1968). - Block faulting on the Corda Rise. *Science*, 159, p. 729-731.
- ATWATER T.M. and MUDIE J.D. (1973). - Detailed near-bottom geophysical study of the Corda Rise. *J. Geophys. Res.*, 78, n° 35, p. 8665-8686.
- AUMENTO F. (1972). - The oceanic crust of the Mid-Atlantic ridge at 45°N. *Publications of the Earth Physics Branch*, 42, n° 3, p. 49-53.

- AUZENDE J.M., EISSEN J.P., CAPRAIS M.P., GENTE P., GUENELEY S., HARMEGNIES F., LAGABRIELLE Y., LAPOUILLE A., LEFEVRE C., MAILLET P., MAZE J.P., ONDREAS H., SCHAAF A. et SINGH R. (1986a). - Accrétion océanique et déformation dans la partie méridionale du bassin Nord-Fidjien : résultats préliminaires de la campagne océanographique SEAPSO III du N.O. Jean Charcot (décembre 1985). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, série II, 1 : 93-98.
- AUZENDE J.M., LAGABRIELLE Y., SCHAAF A., GENTE P., et EISSEN J.P. (1986b). - Tectonique intraocéanique décrochante à l'Ouest des Fidji (bassin Nord-Fidjien). Campagne SEAPSO III du N.O. Jean Charcot. *C. R. Acad. Sc, Paris*, 303, série II, n° 3, p. 241-246.
- BACKER H., CLIN M. and LANGE K. (1973). - Tectonics in the Gulf of Tadjura. *Marine Geology*, 15, p. 309-327.
- BACKER H., LANGE J. and MARCHIG V. (1985). - Hydrothermal activity and sulphide formation in axial valleys of the East Pacific Rise crest between 18 and 22°S. *Earth Planet. Sci. Letters*, 72, p. 9-22.
- BAKER E.T., LAVELLE J.W. and MASSOTH G.J. (1985). - Hydrothermal particle plumes over the Southern Juan de Fuca Ridge. *Nature*, 316, p. 342-344.
- BALLARD R.D., BRYAN W.B., HEIRTZLER J.R., KELLER G., MOORE J.G. and VAN ANDEL T.J. (1975). - Manned submersible observations in the FAMOUS Area : Mid-Atlantic Ridge. *Science*, 199, p. 103-108.
- BALLARD R.D. and MOORE J.G. (1977). - Photographic atlas of the Mid-Atlantic ridge rift valley. Springer-Verlag, New-York, 114 p.
- BALLARD R.D. and VAN ANDEL T.H. (1977). - Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50'N on the Mid-Atlantic ridge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 507-530.
- BALLARD R.D., HOLCOMB R.T. and VAN ANDEL T.H. (1979). - The Galapagos rift at 86°W : sheet flows, collapse points, and lava lakes of the rift valley, *J. Geophys. Res.*, 84, B 10, september 1979, p. 5407-5422.
- BALLARD R.D., FRANCHETEAU J., JUTEAU T., RANGIN C. and NORMARK W. (1981). - East Pacific Rise at 21°N : the volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 55, p. 1-10.
- BALLARD R.D. et FRANCHETEAU J. (1982). - The relationship between active sulphide deposition and the axial processes of the Mid-Ocean ridge. *Marine Technology Society Journal*, 16, n° 3, p. 8-22.
- BALLARD R.D., VAN ANDEL T.H. and HOLCOMB R.T. (1982). - The Galapagos rift at 86°W : variations in volcanism, structure and hydrothermal activity along a 30 kilometers segment of the rift valley. *J. Geophys. Res.*, 87, B2, p. 1149-1161.
- BALLARD R.D., HEKINIAN R. and FRANCHETEAU J. (1984). - Geological setting of hydrothermal activity at 12°50'N on the East Pacific Rise : a submersible study, *Earth Planet. Sci. Letters*, 69, p. 176-186.
- BARBERI F., TAZIEFF H. and YARET J. (1972). - Volcanism in the AFAR depression : its tectonic and magmatic significance, *Tectonophysics*, 15, n° 1/2, p. 19-29.
- BARR S.M. and CHASE R.L. (1974). - Geology of the Northern End of Juan de Fuca ridge and sea-floor spreading. *Can. J. Earth Sciences*, 11, p. 1384-1406.
- BATIZA R. and MARGOLIS S.H. (1986). - Small non-overlapping offsets of the East Pacific Rise. *Nature*, 320, p. 439-441.
- BAYER R., COURTILLOT V., DAIGNIERES M. et TAPPONNIER P. (1973). - Dorsales medio-océaniques : un modèle évolutif de la zone axiale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, p. 2765-2768.
- BELLAICHE G., CHEMINEE J.L., FRANCHETEAU J., HEKINIAN R., LE PICHON X., NEEDHAM H.D. et BALLARD R.D. (1974). - Inner floor of the Rift valley : first submersible study. *Nature*, 250, n° 5467, p. 558-560.
- BELLAICHE G. et CHEMINEE J.L. (1975). - L'opération FAMOUS : étude détaillée d'une fraction de la dorsale médio-Atlantique. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dynam.* (2), XVII, fasc. 3, p. 209-218.
- BERGMAN E.A. and SOLOMON S.C. (1984). - Source mechanism of Earthquakes near Mid-Ocean Ridges from body wave-form inversion : implications for the Early evolution of oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 11415-11441.
- BERTIN J., PEDEVA J.P. et MAGENHAM J.C. (1979). - Contribution de la géophysique et de l'océanographie physique à la recherche et à l'exploitation des boues métallifères de la Mer Rouge. *Séminaires Ress. minér. sous-marines*, Orléans, oct. 1978. Doc. BRGM n° 7, p. 339-352.
- BICKNELL J.D., MACDONALD K.C., MILLER S.P., LONSDALE P.F. and BECKER K. (1986). - Tectonics of the Nereus deep, Red sea : a deep-tow investigation of a site of initial rifting. *Mar. Geophys. Res.*, 8, p. 131-148.
- BIDEAU D., FOUQUET Y. et HEKINIAN R. (1985). - Découverte de basaltes métamorphisés dans le graben axial de la dorsale Est-Pacifique à 12°50'N, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, n° 6, p. 905-913.

- BIRD P. and PHILLIPS J.D. (1975). - Oblique spreading near the Oceanographer fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 80, p. 4021-4027.
- BISCHOFF J.L., ROSENBAUER R.J., ARUSCAVAGE P.J., BAEDECKER P.A. and CROCK J.G. (1983). - Sea floor Massive sulfide deposits from 21°N, East Pacific Rise, Juan de Fuca ridge and Galapagos rift : bulk chemical composition and economic implications. *Economic Geology*, 78, p. 1711-1720.
- BONATTI E. (1968). - Fissure basalts and Ocean-floor spreading on the East Pacific Rise. *Science*, 161, 3844, aout 1968, p. 886-888.
- BONATTI E. (1985). - Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental rift to an oceanic rift. *Nature*, 316, p. 33-37.
- BOSTROM K. and PETERSON M.N.A. (1966). - Precipitates from hydrothermal exhalation on the East Pacific Rise. *Economic Geology*, 61, p. 1258-1265.
- BOSTROM K. and PETERSON M.N.A. (1969). - The origin of aluminium-poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. *Marine Geology*, 7, p. 427-447.
- BOUDIER F. and NICOLAS A. (1985-1986). - Harzburgite and lherzovite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Letters*, 76, p. 84-92.
- BOUGAULT H. (1980). - Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. *Thèse d'Etat*, Paris VII, 221 p.
- BOUGAULT H. and HEKINIAN R. (1974). - Rift valley in the Atlantic ocean near 36°50'N : petrology and geochemistry of basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 24, p. 249-261.
- BOUGAULT H. and TREUIL M. (1980a). - Ride medio-atlantique : variations géochimiques à âge zéro entre les Açores et 22°N. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290, p. 1389-1392.
- BOUGAULT H. and TREUIL M. (1980b). - Mid Atlantic Ridge : zero age geochemical variation between Azores and 22°N. *Nature*, 286, p. 209-212.
- BOUGAULT H., DINITRIEV L., SCHILLING J.G., SOBOLEV A., JORON J.L. and NEEDHAM H.D. - M.A.R. 14°N Triple junction : mantle heterogeneity from trace elements. *Soumis*.
- BOWIN C., THOMPSON G. and SCHILLING J.G. (1984). - Residual Geoid Anomalies in Atlantic ocean basin : relationship to mantle plumes. *J. Geophys. Res.*, 89, n° B 12, p. 9905-9918.
- BOWIN C. and MILLIGAN J. (1985). - Negative gravity anomaly over spreading rift valleys : Mid-Atlantic ridge at 26°N. *Tectonophysics*, 113, p. 233-256.
- BRATT S.R. and PURDY G.M. (1984). - Structure and variability of Oceanic crust on the flanks of the East Pacific Rise between 11° and 13°N. *J. Geophys. Res.*, 89, B 7, p. 6111-6125.
- BRATT S.R. and SOLOMON S.C. (1984). - Compressional and shear wave structure of the East Pacific Rise at 11°20'N : constraints from three-component ocean bottom seismometer data. *J. Geophys. Res.*, 89, B 7, p. 6095-6110.
- BROCHER T.M. (1985). - On the formation of the Vitiaz trench lineament and north Fiji basin. In : T.M. Brocher, ed., *Geological investigations of the Northern Melanesian Borderland*, Tulsa, Oklahoma, p. 13-33.
- BROCHER T.M. and HOLMER R. (1985). - Tectonic and geochemical framework of the northern Melanesian Borderland : an overview of the KK 820316 Leg 2, objectives and results. In : T.M. Brocher, ed., *Geological Investigations of the Northern Melanesian Borderland*, Tulsa, Oklahoma, p. 1-12.
- BRYAN W.B. and MOORE J.G. (1977). - Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic ridge rift valley near 36°49'N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 556-570.
- BRYAN W.B., THOMPSON G. and MICHAEL P.J. (1979). - Compositional variation in a steady-state zoned magma chamber : Mid-Atlantic ridge at 36°50'N. *Tectonophysics*, 55, p. 63-85.
- BULLARD E.C., MAXWELL A.E. and REVELLE R. (1956). - Heat flow through the deep sea floor. *Advan. Geophys.*, 3, p. 153-181.
- BUNCH A.W.H. and KENNETT B.L.N. (1980). - The crustal structure of the Reykjanes ridge at 59°30'N. *Geophys. J. R. astro. Soc.*, 61, p. 141-166.
- BUTUZOVA G.Y. and LISITSYNA N.A. (1983). - Metal deposits in deep subbasins of the Red Sea ; ore geochemistry and distribution pattern. *Lithology and Mineral Ressources*, 18, n° 3, p. 224-238.
- BYERS C.D., GARCIA M.O. and MUENOW D.W. (1986). - Volatiles in basaltic glasses from the East Pacific Rise at 21°N : implications for MORB sources and submarine lava flow morphology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 79, p. 9-20.

- CANADIAN AMERICAN SEAMOUNT EXPEDITION (1985). - Hydrothermal vents on an axis seamount of the Juan de Fuca ridge. *Nature*, 313, p. 212-214.
- CANN J.R. (1968). - Geological processes at mid-ocean ridges crests. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 15, p. 331-341.
- CANN J.R. (1974). - A model for Oceanic crust structure developed. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 39, p. 169-187.
- CANN J.R. and STRENS M.R. (1982). - Black smokers fuelled by freezing magma. *Nature*, 298, n° 5870, p. 147-149.
- CHARLOU J.L., DINITRIEV L., BOUGAULT H. and NEEDHAM H.D. - Hydrothermal CH₄ between 12°N and 15°N over the Mid Atlantic Ridge, Soumis.
- CHASE C.G. (1971). - Tectonic history of the Fiji plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 3087-3110.
- CHASE T.E., SEEKINS B.A., VATH S.C. and CLOUD M.A. (1982). - Topography of the Fiji Region. U.S.G.S. - CCOP SOPAC South Pacific Project.
- CHERKIS N.Z. (1980). - Aeromagnetic investigations and sea floor spreading history in the Lau basin and northern Fiji plateau. *CCOP/SOPAC Tech. Bull.*, 3, p. 37-45.
- CHOUKROUNE P., FRANCHETEAU J. and HEKINIAN R. (1984). - Tectonics of the East Pacific Rise near 12°50'N : a submersible study. *Earth Planet. Sci. Letters*, 68, p. 115-127.
- CHOUKROUNE P., FRANCHETEAU J. and HEKINIAN R. (1985). - Carte géologique de la ride Est-Pacifique à 12°50'N. *Bull. Soc. géol. France*, 8, I, n° 1, p. 145-148.
- COCHRAN J.R. (1979). - An analysis of isostasy in the world's oceans. 2. Mid-Ocean ridge crests. *J. Geophys. Res.*, 84, B 9, p. 4713-4729.
- COCHRAN J.R. and TALWANI M. (1977). - Free-air gravity anomalies in the world's oceans and their relationship to residual elevation. *Geophys. J. R. astro. Soc.*, 50, p. 495-552.
- COLLETTA B. et ANGELIER J. (1983). - Tectonique cassante du Nord-Ouest mexicain et ouverture du golfe de Californie. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 7, n° 1, p. 433-441.
- COLLETTE B.J., SLOOTWEG A.P. and TWIGT W. (1979). - Mid-Atlantic ridge crest topography between 12° and 15°N. *Earth Planet. Sci. Letters*, 42, p. 103-108.
- COLLETTE B.J., VERHOOF J. and MULDER A.F.J. de (1980). - Gravity and a model of the Median valley. *J. Geophysics*, 47, p. 91-98.
- CORLISS J.B., LYLE M., DYMOND J. and CRANE K. (1978). - The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos rift. *Earth Planet. Sci. Letters*, 40, p. 12-24.
- CORLISS J.B., DYMOND J., GORDON L.I., EDMOND J.M., VON HERZEN R.P., BALLARD R.D., GREEN K., WILLIAMS D., BAINBRIDGE A., CRANE K. and VAN ANDEL T.H. (1979). - Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science*, 203, n° 4385, p. 1073-1083.
- CRANE K. (1978). - Structure and tectonics of the Galapagos inner rift, 86°10'N. *Journal of Geology*, 86, p. 715-730.
- CRANE K. (1979a). - The Galapagos rift at 86°N : morphological wave forms ; evidence for a propagating rift. *J. Geophys. Res.*, 84, B 11, p. 6011-6018.
- CRANE K. (1979b). - Hydrothermal stress drops and convective patterns at three mid-ocean spreading centers. *Tectonophysics*, 55, p. 215-238.
- CRANE K. (1985a). - The spacing of rift axis highs : dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere ? *Earth Planet. Sci. Letters*, 72, p. 405-414.
- CRANE K. (1985b). - The distribution of geothermal fields along the Mid-Ocean ridge : an overview. *Biol. Soc. Wash. Bull.*, 6, p. 3-18.
- CRANE K. and NORMARK W.R. (1977). - Hydrothermal activity and crestal structure of the East Pacific Rise at 21°N. *J. Geophys. Res.*, 82, p. 5336-5348.
- CRANE K. and BALLARD R.D. (1980). - The Galapagos rift at 86°N : 4. Structure and morphology of hydrothermal fields and their relationship to the volcanic and tectonic processes of the rift valley. *J. Geophys. Res.*, 85, B 3, p. 1443-1454.
- CRANE K. and BALLARD R.D. (1981). - Volcanics and structure of the FAMOUS Narrowgate rift : evidence for cyclic evolution : Amar 1. *J. Geophys. Res.*, 86, B 6, p. 5112-5124.
- CRANE K. and KASTENS K. (1985). - Structural evolution of the East Pacific Rise axis from 13°10'N to 10°35'N : interpretation from Sea Marc I data. *J. Geophys. Res.*

- CRANE K., AIKMAN III F., EMBLEY R., HAMMOND S. and MALAHOFF A. (1985). - The distribution of geothermal fields on the Juan de Fuca ridge. *J. Geophys. Res.*, 90, B 1, p. 727-744.
- CRANE K., AIKMAN III F., BOUGAULT H. and FOUCHER J.P. - The distribution of geothermal fields along the East Pacific Rise from 13°10'N to 8°20'N : implications for deep seated origins. *Soumis*.
- CRONAN D.S. (1972). - The Mid-Atlantic ridge near 45°N, XVII : Al, As, Hg and Mn in ferruginous sediments / from the Median Valley. *Can. J. Earth Sciences*, 9, p. 319-323.
- CRONAN D.S., RONA P.A. and SHEARME S. (1979). - Metal enrichments in sediments from the TAG hydrothermal field. *Marine Mining*, 2, n° 1-2, p. 79-89.
- CYADEN SCIENTIFIC TEAM : CHOUKROUNE P., AUVRAY B., FRANCHETEAU J., LEPINE J.C., ARTHAUD F., BRUN J.P., AUZENDE J.M., SICHLER B., KHOBAR Y. (1986). - Tectonics of the westernmost Gulf of Aden and the Gulf of Tadjoura from submersible observations. *Nature*, 319, p. 396-399.
- CYAMEX (1980). - "Naissance d'un Océan". *Publication CNEOX*, 84 p.
- CYAMEX SCIENTIFIC TEAM : FRANCHETEAU J., NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., JUTEAU J., SEGURET M., BALLARD R.D., FOX P.J., NORMARK W.R., CARRANZA A., CORDOBA D., GUERRERO J., RANGIN C. (1981). First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21°N (Project Rital : general results). *Mar. Geophys. Res.*, 4, p. 345-379.
- DAIGNIERES M., COURTILLOT V., BAYER R. and TAPPONNIER P. (1975). - A model for the evolution of the axial zone of Mid-Ocean ridges as suggested by Icelandic Tectonics. *Earth Planet. Sci. Letters*, 26, p. 222-232.
- DAVIS E.E. and LISTER C.R.B. (1974). - Fundamentals of ridge crest topography. *Earth Planet. Sci. Letters*, 21, p. 405-413.
- DAVIS E.E. and LISTER C.R.B. (1977). - Tectonics structures on the Juan de Fuca ridge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 346-363.
- DAVIS E.E. and KARSTEN J.L. (1986). - On the cause of the asymmetric distribution of seamounts about the Juan de Fuca ridge : ridge-crest migration over a heterogeneous asthenosphere. *Earth Planet. Sci. Letters*, 79, p. 385-396.
- DAVIS E., CURRIE R., HUSSONG D., RENARD V. and KOSALOS J. (1983). - High altitude side-scan imagery over the northern Juan de Fuca ridge. *E. O. S.*, 64, n° 45, p. 856, abstract.
- DAVIS E.E., CURRIE R.G., SAWYER B.S. and HUSSONG D.M. (1984). - Juan de Fuca ridge atlas of Sea Marc II acoustic imagery, *Earth Physics Branch open-file*, report 84-17.
- DAVIS E.E., CURRIE R.G., RIDDIHOUGH R.P. and SAWYER B.S. (1985). - A new look at the Juan de Fuca Ridge : high resolution bathymetry and side-scan acoustic imagery. *G. E. O. S.*, 14, n° 2, p. 10-15.
- DEFFEYES K.S. (1970). - The axial valley : a steady-state feature of the terrain. In : *Megatectonics of continents and oceans*, ed. by H. Johnson et B.L. Smith, p. 194-222.
- DESBRUYERES D., CRASSONS P., GRASSLE J., KHRIPOUNOFF A., REYSS D., RIO M. and VAN PRAET M. (1982). - Données écologiques sur un nouveau site d'hydrothermalisme actif de la ride du Pacifique oriental. *C. R. Acad. Sc. Paris*, III, 295, p. 489-494.
- DESBRUYERES D., GAILL F., LAUBIER L. and FOUQUET Y. (1985). - Polychaetous annelids from hydrothermal vent ecosystems : an ecological overview. In : M.L. Jones, ed.. *The hydrothermal vents of the Eastern Pacific : an overview*. *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 6, p. 103-116.
- DETRICK R.S., WILLIAMS D.L., MUDIE J.D., and SCLATER J.G. (1974). - The Galapagos spreading center : bottom-water temperatures and the significance of geothermal heating. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 38, p. 627-637.
- DETRICK R.S., RYAN W.B.F., MAYER L., FOX P.J., KONG L., MANCHESTER K., KASTEN K., KARSON J. and POCKALNY R. (1985). - Mid-Atlantic ridge / Kane fracture zone final site survey report. *Sous presse*.
- DETRICK R.S., HONNOREZ J., ADAMSON A.C., BRASS G.W., GILLIS K.M., HUMPHRIS S.E., MEVEL C., MEYER P.S., PETERSEN N., RAUTENSCHLEIN M., SHIBATA T., STAUDIGEL H., WOOLDRIDGE A. and YAMAMOTO K. (1986). - Mid-Atlantic bare rock drilling and hydrothermal vents. *Nature*, 321, p. 14-15.
- DIETZ R.S. (1961). - Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190, p. 854-857.
- DUBOIS J., DUPONT J. and RECY J. (1982). - Apports nouveaux à l'étude du Sud-Ouest Pacifique. In *Equipe de Géologie - Géophysique du centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique, Travaux et documents de l'ORSTOM*, 147, p. 567-588.

- EAST PACIFIC RISE STUDY GROUP (1981). - Crustal processes of the Mid-Ocean ridge. *Science*, 213, p. 31-40.
- EINARSSON P. (1979). - Seismicity and earthquakes focal mechanisms along the Mid-Atlantic plate boundary between Iceland and the Azores. *Tectonophysics*, 55, p. 127-153.
- EISSEN J.P. (1982). - Petrologie comparée de basaltes de différents segments de zones d'accrétion océaniques à taux d'accrétion variés (Mer Rouge, Atlantique, Pacifique). *Thèse 3ème Cycle*, Strasbourg, 202 p.
- ELTAYEB M., IZZELDIN Y., HORN R. and TIXERONT M. (1979). - Les données géophysiques de la Mer Rouge centrale entre 18 et 24°N : leur traitement par la technique sigma. *Séminaires Res. Minérales sous-marines*, Orléans, Doc. BRGM, n° 7, p. 367-379.
- ELVERS D., SRIVASTAVA S.P., POTTER K., MORLEY J. and SDIDEL D. (1973). - Asymmetric spreading across the Juan de Fuca and Gorda rises as obtained from a detailed magnetic survey. *Earth Planet. Sci. Letters*, 20, p. 211-219.
- EMBLEY R.W. (1986). - Galapagos hydrothermal alteration zone found. *E. O. S.*, 67, n° 22, p. 497.
- EMERMAN S.H. and TURCOTTE D.L. (1984). - The mid-ocean ridge axial valley as a steady-state neck. *Earth Planet. Sci. Letters*, 71, p. 141-146.
- ENGELN J.F. and STEIN S. (1984). - Tectonics of the Easter plate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 68, p. 259-270.
- ETCHECOPAR A., GRANIER T., LARROQUE J.M. (1986). - Origine des fentes en échelon : propagation des failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302, p. 479-484.
- EWING J.I. and EWING W.M. (1959). - Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basins, Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic ridge and in the Norwegian Sea. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, p. 291-318.
- FALVEY D.A. (1978). - Analysis of palaeomagnetic data from the New Hebrides. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9, n° 3, p. 117-123.
- FEVRIER M. (1981). - Hydrothermalisme et minéralisations sur la Dorsale Est-Pacifique à 21°N. *Thèse 3ème Cycle*, Brest.
- FISK M.R. (1984). - Depths and temperatures of mid-ocean ridge magma chambers and the composition of their source magmas. In *Ophiolite and Oceanic Lithosphere*, ed. by I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton, *Geol. Soc.*, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, p. 17-23.
- FISK M.R. (1986). - Mid-Ocean ridge basalts from the Galapagos spreading center : direct probes of magma chambers. *Geology*, 14, p. 204-207.
- FLOWER M.F.J., ROBINSON P.T., SCHMINCKE H.U. and OHNMACHT W. (1977). - Magma fractionation systems beneath the Mid-Atlantic ridge at 36-37°N. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, p. 167-195.
- FORNARI D.J., RYAN W.B.F. and FOX P.J. (1984). - The evolution of craters and calderas on young seamounts : insights from sea Mark I an seabeam sonar surveys of a small seamount group near the axis of the East Pacific Rise at 10°N. *J. Geophys. Res.*, 89, B 12, p. 11069-11083.
- FORSYTH D.W. (1972). - Mechanisms of Earthquakes and plate motions in the East Pacific. *Earth Planet. Sci. Letters*, 17, p. 189-193.
- FOUQUET Y. (1984). - Classification des sulfures hydrothermaux de la zone Cyatherm (E.P.R. 13°N). *Soc. Geol. de France : colloque géologie et géophysique des Océans*, Brest.
- FOURNIER-GERMAIN B. (1986). - Les sédiments métallifères océaniques actuels et anciens : caractérisation, comparaisons. *Thèse 3ème Cycle*, Brest, 236 p.
- FOWLER C.M.R. (1976). - Crustal structure of the Mid-Atlantic ridge crest at 37°N. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 47, p. 459-491.
- FOWLER C.M.R. et MATTHEWS D.H. (1974). - Seismic refraction experiment on the Mid-Atlantic ridge in the FAMOUS area. *Nature*, 249, p. 752-754.
- FOX P.J. and GALLO D.G. (1984). - A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries : implications for the structure of oceanic lithosphere, *Tectonophysics*, 104, p. 205-242.
- FOX P.J., DETRICK R.S. and PURDY G.M. (1979). - Evidence for crustal thinning near fracture zones : implications for ophiolites. In *Ophiolites, Proceedings International Symposium*, Cyprus 1979, A. Panayiotou ed., p. 161-168, 1980.
- FRANCHETEAU J. et BALLARD R.D. (1983). - The East Pacific Rise near 21°N, 13°N and 20°S : inferences for along-ridge variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 64, p. 93-116.

- FRANCHETEAU J., NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., JUTEAU T., SEGURET M., BALLARD R.D., FOX J., NORMARK W., CARRANZA A., CORDOBA D., GUERRERO J., RANGIN C., BOUGAULT N., CAMBON P. et HEKINIAN R. (1978). - Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du Pacifique oriental, par 21°N (projet Rita). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 287, série D, p. 1365-1368.
- FRANCHETEAU J., NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., JUTEAU T., SEGURET M., BALLARD R.D., FOX P.J., NORMARK W., CARRANZA A., CORDOBA D., GUERRERO J., RANGIN C., BOUGAULT H., CAMBON P. et HEKINIAN R. (1979a). - Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, 277, n° 5697, p. 523-528.
- FRANCHETEAU J., JUTEAU T. et RANGIN C. (1979b). - Basaltic pillows in collapsed lava-pools on the deep ocean-floor. *Nature*, 281, p. 209-211.
- FRANCIS T.J.G. (1968a). - Seismicity of Mid-Oceanic Ridges and its relation to properties of the upper mantle and crust. *Nature*, 220, p. 899-901.
- FRANCIS T.J.G. (1968b). - The detailed seismicity of Mid-Oceanic ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 4, p. 39-46.
- FRANCIS T.J.G. (1973). - The seismicity of the Reykjanes ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 18, p. 119-124.
- FRANCIS T.J.G. (1974). - A new interpretation of the 1968 Fernandina caldera collapse and its implications for the Mid-Oceanic ridges. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 39, p. 301-318.
- FRANCIS T.J.G. and PORTER I.T. (1971). - A statistical study of Mid-Atlantic ridge earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 24, p. 31-50.
- FRANCIS T.J.G. and PORTER I.T. (1972). - Microearthquake survey of the Mid-Atlantic ridge. *Nature*, 240, p. 547-549.
- FRANCIS T.J.G. and PORTER I.T. (1973). - Median valley seismology : the Mid-Atlantic ridge near 45°N. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 34, p. 279-311.
- FUSTEC A. (1985). - Microdistribution et variations temporelles de la forme hydrothermale des sites de la zone "13°N" sur la ride du Pacifique Est. *Thèse de Docteur Ingénieur*, Rennes, juin 1985.
- GASS I.G. (1980). - The Troodos massif : its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes. In *Ophiolites, Proceedings international ophiolite Symposium*, Cyprus 1979, A. Panayiotu ed., p. 23-35.
- GENTE P. (1983). - Approches de quelques zones de fracture. Apports pour la compréhension des failles transformantes et la comparaison avec les ophiolites. *D. E. A.*, Brest, 88 p.
- GENTE P., HEKINIAN R. et AUZENDE J.M. (1984a). - La dorsale Est-Pacifique à 12°53'N : étude par submersible d'axes d'accrétion dédoublés ("offset spreading centers"). *Colloque S. G. F. : Océans*, Paris p. 48 (résumé).
- GENTE P., AUZENDE J.M., BOUGAULT H. et VOISSET M. (1984b). - Variabilité morphotectonique le long de la dorsale Est-Pacifique entre 11°N et 13°N. Résultats préliminaires de la campagne Geocyarise 2 (submersible CYANA). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299, série II, n° 19, p. 1337-1342.
- GENTE P., AUZENDE J.M., RENARD V., FOUQUET Y. et BIDEAU D. (1986). - Detailed geological mapping by submersible of the East Pacific Rise axial graben near 13°N. *Earth Planet. Sci. Letters*, 78, p. 224-236.
- GILL J.B. et GORTON M. (1973). - A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia. In P.J. Coleman ed., *The western Pacific*, Nedlands, Western Australia Press, p. 543-566.
- GIRDLER R.W. and STYLES P. (1974). - Two stages Red Sea Floor spreading. *Nature*, 247, p. 7-11.
- GIRDLER R.W. and STYLES P. (1978). - Seafloor spreading in the western Gulf of Aden. *Nature*, 271, p. 615-617.
- CORDEYEV V.V. and DEMINA L.L. (1980). - Direct observations on ocean-floor hot springs in the Galapagos zone and the Hess depression. *Geochemistry International*, 30, p. 132-146.
- GOSLIN J., BEUZART P., FRANCHETEAU J. et LE PICHON X. (1972). - Thickening of the Oceanic Layer in the Pacific Ocean. *Marine Geophysical Researches*, 1, p. 418-427.
- GREEN K.E., VON HERZEN R.P., WILLIAMS D.L. (1981). - The Galapagos spreading center at 86°N : a detailed geothermal field study. *J. Geophys. Res.*, 86, p. 979-986.
- GREENEWALT D. and TAYLOR P.T. (1974). - Deep-tow magnetic Measurements across the axial valley of the Mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, 79, n° 29, p. 4401-4405.

- GRELLET B. (1983). - Rôle et influence du contexte géodynamique sur les structures et l'évolution des rifts. Exemple de l'Islande et des Afars. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, n° 1, p. 191-200.
- GRELLET B. (1984). - Analyse tectonique de la déformation des zones d'accrétion : les Afars, l'Islande et Chypre. *Thèse 3ème Cycle*, Montpellier.
- GUTENBERG B. (1959). - Physics of the Earth's Interior. Académie Press, New York, 240 p.
- HALE L.D., MORTON C.T. et SLEEP N.H. (1982). - Réinterprétation of seismic reflection data over the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, 87, p. 7707-7719.
- HALL J.M. (1979). - A model for the structural state of the upper half kilometer of North Atlantic Oceanic layer 1. *In Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Ocean crust, Maurice Ewing, series 2, American Geophysical Union*, p. 166-168.
- HAMBURGER M.W. and ISACKS B.L. - Shallow seismicity in the North Fiji Basin. *A. A. P. G.*, sous presse.
- HAMELIN B., DUPRE B. et ALLEGRE C.J. (1984a). - Lead-strontium isotopic variations along the East Pacific rise and the Mid-Atlantic ridge : a comparative study. *Earth Planet. Sci. Letters*, 67, p. 340-350.
- HAMELIN B., DUPRE B. et ALLEGRE C.J. (1984b). - The Lead isotope systematics of Ophiolite complexes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 67, p. 351-366.
- HANAN B.B., KINGSLEY R.H. and SCHILLING J.G. (1986). - Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge - hotspot interactions. *Nature*, 322, p. 137-144.
- HANDSCHUMACHER D.W., PILGER R.H., FOREMAN J.A. and CAMPBELL J.F. (1981). - Structure and evolution of the Easter plate. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 154, p. 63-76.
- HARPER G.D. (1985). - Tectonics of slow spreading Mid-Ocean ridges and consequences of a variable depth to the Brittle/ ductile transition. *Tectonics*, 4, n° 4, p. 395-409.
- HARRISON C.G.A. (1968). - Formation of magnetic anomaly patterns by dyke injection. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 2137.
- HARRISON C.G.A. (1974). - Tectonics of Mid-Ocean Ridges, *Tectonophysics*, 22, p. 301-310.
- HARRISON C.G.A. et STIELTJES L. (1977). - Faulting within the Median Valley. *Tectonophysics*, 38, p. 137-144.
- HARRISON C.G.A. et BONATTI E. (1981). - The oceanic lithosphere. *In C. Emiliani ed., The Sea*, VII, John Wiley, p. 21-48.
- HAYMON R.M. and KASTNER M. (1981). - Hot springs deposits on the East Pacific Rise at 21°N : preliminary description of mineralogy and genesis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, p. 363-381.
- HAYMON R.M. and MacDONALD K.C. (1985). - The geology of Deep-sea hot springs. *American Scientist*, 73, p. 441-449.
- HEEZEN B.C. (1960). The rift in the ocean floor. *Scientific American*, 203, p. 98-110.
- HEEZEN B.C. and EWING M. (1963). - The mid-ocean ridge. *In R.N. Hill ed. The Sea*, 3, New York, Wiley-Interscience, p. 388-410.
- HEEZEN B.C. and THARP M. (1978). - Carte générale bathymétrique des océans (GEBCO). 5-12.
- HEEZEN B.C., THARP M. and EWING M. (1959). - The floor of the oceans. 1. The North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 65, 122 p.
- HEINRICHS D.F. (1970). - More bathymetric evidence of block faulting on the Corda Rise. *J. of Marine Res.*, 28, n° 3, p. 330-335.
- HEIRTZLER J.R. (1977). - Detailed structures of Mid-Atlantic rift valley floor. *Tectonophysics*, 38, p. 7-10.
- HEIRTZLER J.R. and VAN ANDEL T.H. (1977). - Project FAMOUS : its origin, programs and setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 481-487.
- HEKINIAN R. et FOUQUET Y. (1985). - Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13°N. *Econ. Geol.*, 80, n° 2, p. 221-249.
- HEKINIAN R., MOORE J.G. and BRYAN W.B. (1976). - Volcanic rocks and processes of the Mid-Atlantic ridge rift Valley near 36°49'N. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 83-110.
- HEKINIAN R., ROSENTHAL B.R., CRONAN D.S., DIMITRIEV Y., FODOR R.V., GOLL R.M., HOFFERT M., HUMPHRIS S.E., MATTEY D.P., NATLAND J., PETERSEN N., ROGGENTHEN W., SCHRADER E.L., SRIVASTAVA R.K. and WARREN N. (1978). - Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos spreading center. *Oceanologica Acta*, 1, n° 4, p. 473-482.

- HEKINIAN R., FEVRIER M., BISCHOFF J.L., BICOT P. and SHANKS W.C. (1980). - Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N. *Science*, 207, p. 1433-1444.
- HEKINIAN R., FEVRIER M., AVEDIK F., CAMBON P., CHARLOU J.L., NEEDHAM H.D., RAILLARD J., BOULEGUE J., DERLIVAT L., MOINET A., MANGANINI S. and LANGE J. (1983a). - East Pacific Rise near 13°N : Geology of New hydrothermal fields. *Science*, 219, p. 1321-1324.
- HEKINIAN R., FRANCHETEAU J., RENARD V., BALLARD R.D., CHOUKROUNE P., CHEMINEE J.L., ALBARÈDE F., MINSTER J.F., CHARLOU J.L., MARTY J.C. et BOULEGUE J. (1983b). - Intense hydrothermal activity at the axis of the submersible witnesses the growth of sulfide chimney. *Marine Geophys. Res.*, 6, p. 1-14.
- HEKINIAN R., RENARD V. et CHEMINEE J.L. (1984). - Hydrothermal deposits on the East Pacific Rise near 13°N : Geological setting and distribution of active sulfide chimneys. In *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*. Ed. by P.A. Rona, Kurt Bostrom, L. Laubier and K.C. Smith Jr. (Plenum publishing Corporation, p. 571-594).
- HEKINIAN R., FRANCHETEAU J. et BALLARD R.D. (1985a) - Morphology and evolution of hydrothermal deposits at the axis of the East Pacific Rise. *Oceanologica Acta*, 8, n° 2, p. 147-155.
- HEKINIAN R., AUZENDE J.M., FRANCHETEAU J., GENTE P., RYAN W.B.F. and KAPPEL E.S. (1985b). - Offset spreading centers near 12°53'N on the East Pacific Rise : submersible observations and composition of the volcanics. *Marine Geophys. Res.*, 7, p. 359-377.
- HERRON E.M. (1972). - Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 1671-1691.
- HERRON T.J., LUDWIG W.J., STOFFA P.L., KAN T.K. and BUHL P. (1978). - Structure of the East Pacific Rise crest from multichannel seismic reflection data. *J. Geophys. Res.*, 83, B 2, p. 798-804.
- HESS H.H. (1946). - Drowned ancient islands of the Pacific basin. *Amer. J. Sci.*, 244, p. 772-791.
- HESS H.H. (1959). - Nature of the great oceanic ridges. In M. Sears, ed. *International Oceanographic Congress preprints* ; Washington D.C., American Association for the Advancement of Science, p. 33-34.
- HESS H.H. (1962). - History of ocean basins. In *Petrologic studies*, a volume in honor of A.F. Buddington, *Geol. Soc. Amer.*, New York, p. 599-620.
- HESS H.H. (1965). - Mid-Ocean ridges and tectonics of the sea-floor. In *Submarine Geology and Geophysics*, ed. by W.F. Whittard et R. Bradshaw, London, p. 317-333.
- HEY R. (1977a). - Tectonic Evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 1404-1420.
- HEY R. (1977b). - A new class of "pseudofaults" and their bearing on plate tectonics : a propagating rift model. *Earth Planet. Sci. Letters*, 37, p. 321-325.
- HEY R.N. and WILSON D.S. (1982). - Propagating rift explanation for the tectonic evolution of the northeast Pacific - the pseudomont. *Earth Planet. Sci. Letters*, 58, p. 167-188.
- HEY R.N., DEFFEYES K.S., JOHNSON G.L. and LOWRIE A. (1972). - The Galapagos triple junction and plate motions in the East Pacific. *Nature*, 237, p. 20-22.
- HEY R., JOHNSON G.L. and LOWRIE A. (1977). - Recent plate motions in the Galapagos area. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 1385-1403.
- HEY R., DUENNEBIER F.K. and MORGAN W.J. (1980). - Propagating rifts on Midocean Ridges. *J. Geophys. Res.*, 85, B 7, p. 3647-3658.
- HEY R.N., NAAR D.F., KLEINROCK M.C., PHIPPS MORGAN W.J., MORALES E. and SCHILLING J.G. (1985). - Microplate tectonics along a superfast seafloor spreading system near Easter Island. *Nature*, 317, p. 320-325.
- HOLMES A. (1944). - The machinery of continental drift : the search for a mechanism. In *Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals*, Allan Cox, Freeman ed., p. 19-22, 1973.
- HONNOREZ J. et al. : Leg 70 Scientific Part (1981). - Hydrothermal mounds and young ocean crust of the Galapagos : preliminary Deep Sea Drilling results, Leg 70. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92, p. 457-472.
- HUANG P.Y., SOLOMON S.C., BERGMAN E.A. and NABELEK J.L. (1986). - Focal depths and mechanisms of Mid-Atlantic ridge earthquakes from body waveform inversion. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 579-598.
- IL'IN A.V. (1982). - Development of structural relief in Oceanic Rift zones. *Geotectonics*, 16, n° 1, p. 8-14.
- IRVING E. (1959). - Paleomagnetic pole positions. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 2, p. 51-77.
- JACOBY W.R. (1980). - Morphology of the Reykjanes ridge crest near 62°N. *J. Geophysics*, 47, p. 81-85.
- JOHANSEN B., VOGT P.R. and ELDHOLM O. (1984). - Reykjanes ridge : further analysis of crustal subsidence and time-transgressive basement topography. *Earth Planet. Sci. Letters*, 68, p. 249-258.
- JOHNSON G.L., VOGT P.R. (1973). - Mid-Atlantic ridge from 47° to 51° North. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 3443-3462.

- JOHNSON H.P., KARSTEN J.L., DELANEY J.R., DAVIS E.E., CURRIE R.G. and CHASE R.L. (1983). - A detailed study of the Cobb offset of the Juan de Fuca ridge: evolution of a propagating rift. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 2297-2315.
- JUTEAU T., EISSEN J.P., FRANCHETEAU J., NEEDHAM D., CHOUKROUNE P., RANGIN C., SEGURET M., BALLARD R.D., FOX P.J., NORMARK W.R., CARRANZA A., CORDOBA D., GUERRERO J. (1980). Homogeneous basalts from the E.P.R. at 21°N : steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers. *Oceanologica Acta*, 3, n° 4, p. 487-503.
- JUTEAU T., EISSEN J.P., MONIN A.S., ZONENCHAIN L.P., SOROKHTIN O.G., MATVEENKOV V. and ALMUKHAMEDOV I. (1983). Structure et pétrologie du rift axial de la Mer Rouge vers 18°N : résultats de la campagne soviétique de plongées avec submersible (1980). *Bull. Centres Rech. Explor. Elf-Aquitaine*, 7, n° 1, p. 217-231.
- KARSTEN J.L., HAMMOND S.R., DAVIS E.E. et CURRIE R.G. (1986). - Detailed geomorphology and neotectonics of the Endeavour segment, Juan de Fuca ridge : new results from seabeam swath mapping. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, p. 213-221.
- KASSER M., LEPINE J.C., RUEGG J.C. et TARANTOLA A. (1980). - Nouvelles mesures géométriques sur le rift d'Asal-Ghoubbet. *Bull. Soc. Geol. France*, 22, n° 6, p. 823-824.
- KEEN C. et TRAMONTINI C. (1970). - A seismic refraction survey on the Mid-Atlantic ridge. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 20, p. 473-491.
- KLINKHAMMER G., RONA P., GREAVES M. et ELDERFIELD H. (1985). - Hydrothermal manganese plumes in the Mid-Atlantic Ridge rift valley. *Nature*, 314, p. 727-731.
- KLITGORD K.D. et MUDIE J.D. (1974). - The Galapagos spreading center : a near-bottom geophysical survey. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 38, p. 563-586.
- KLITGORD K.D. et MAMMERICKX J. (1982). - Northern East Pacific Rise : magnetic anomaly and bathymetric framework. *J. Geophys. Res.*, 87, B 8, p. 6725-6750.
- KOIDE H. et BHATTACHARJI S. (1975). - Mechanistic interpretation of rift valley formation. *Science*, 189, p. 791-793.
- KONG L., RYAN W.B.F., MAYER L.A., DETRICK R.S., FOX P.J. et MANCHESTER K. (1985). - Bare-rock drill sites. O.D.P. Legs 106 and 109 : evidence for hydrothermal activity at 23°N on the Mid-Atlantic ridge. *E. O. S.*, 66, n° 46, p. 936, abstract.
- KOSKI R.A., CLAGUE D.A., OUDIN E. (1984). - Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca ridge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, p. 930-945.
- KRAUSE D.C. et WATKINS N.D. (1970). - North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 19, p. 261-283.
- KROENKE L.W. (1984). - Cenozoic tectonic development of the Southwest Pacific. *U. N. Escap., CCOP/SOPAC Tech. Bull.*, n° 6, 126 p.
- KUSZNIR N.J. (1980). - Thermal evolution of the oceanic crust ; its dependence on spreading rate and effects on crustal structure. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 61, p. 167-181.
- KUZNETSOV A.P., BOGDANOV Y.A., SAGALERICH A.M., SBORSHCHIKOV I.M., AL'MUKHAMEDOV A.M., KUZ'MIN M.I., PODRAZHANSKIY A.M. et GORLOV A.A. (1985). - Some results of geological investigation of the Reykjanes ridge from submersible. *Oceanology*, 25, n° 1, p. 77-82.
- LACHENBRUCH A.H. (1973). - A simple mechanical model for Oceanic spreading centers. *J. Geophys. Res.*, 78, n° 17, p. 3395-3417.
- LACHENBRUCH A.H. (1976). - Dynamics of a passive spreading center. *J. Geophys. Res.*, 81, n° 11, p. 1883-1902.
- LAFOY Y., AUZENDE J.M., GENTE P. et EISSEN J.P. (1987). - L'extrémité occidentale de la zone de fracture fidjienne et le point triple de 16°40'S. Résultats du Leg III de la campagne SEAPSO du N.O. Jean Charcot (décembre 1985) dans le bassin nord-Fidjien (SW Pacifique). *C. R. Acad. Sc. Paris* (soumis).
- LALOU C., BRICHET E. et HEKINIAN R. (1985). - Age dating of sulfide deposits from axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 12°50'N. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75, p. 59-71.
- LALOU C., THOMPSON G., RONA P.A., BRICHET E. et JEHANNO C. (1986). - Chronology of selected hydrothermal Mn oxide deposits from the transatlantic geotraverse "TAG" area, Mid-Atlantic ridge 26°N. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 50, p. 1737-1743.
- LAMAR WORZEL J. (1965). - Deep structure of coastal margins and Mid-Ocean ridges. In *Submarine Geology and Geophysics*, ed. by W.F. Whittard and R. Bradshaw, London, p. 335-361.
- LAMBECK K. (1972). - Gravity anomalies over Ocean ridges. *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 30, p. 37-53.

- LANGMUIR C.H., BENDER J.F., BENICE A.E., HANSEN G.N. et TAYLOR S.R. (1977). - Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area : Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, p. 133-156.
- LANGMUIR C.H., BENDER J.F. et BATIZA R. (1986). - Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'-14°30'N. *Nature*, 322, p. 422-429.
- LANGSETH M.G., GRIM P.J. et EWING M. (1965). - Heat-flow measurements in the East Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 70, n° 2, p. 367-380.
- LARSON R.L. (1971). - Near-bottom geologic studies of the East Pacific Rise crest. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 823-842.
- LARSON R.L., MENARD H.W. et SMITH S.M. (1968). - Gulf of California : a result of ocean floor spreading and transform faulting. *Science*, 161, p. 781-784.
- LARUE B.M., PONTOISE B., MALAHOFF A., LAPOUILLE A. et LATHAM G.V. (1982). - Bassins marginaux actifs du Sud-Ouest Pacifique : plateau Nord-Fidjien, bassin de Lau. In Equipe de géologie-géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, 147, p. 363-406.
- LAUGHTON A.S. et RUSBY J.S.M. (1975). - Long-range sonar and photographic studies of the Median valley in the FAMOUS area of the Mid-Atlantic ridge near 37°N. *Deep-Sea Research*, 22, t. 298, p. 279-298.
- LAUGHTON A.S. et SEARLE R.C. (1979). - Tectonic processes on slow spreading ridges. In Talwani et al., *Deep Drilling results in the Atlantic Ocean : Ocean crust*, Washington D.C., p. 15-32.
- LAUGHTON A.S., WHITMARSH R.B. et JONES M.T. (1970). - The evolution of the Gulf of Aden. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 267, n° 1181, p. 227-266.
- LAUGHTON A.S., ROBERTS D.G., GRAVES R. (1975). - Bathymetry of the northeast Atlantic : Mid-Atlantic ridge to southwest Europe. *Deep-Sea Research*, 22, p. 791-810.
- LAUGHTON A.S., SEARLE R.C. et ROBERTS D.G. (1979). - The Reykjanes ridge crest and the transition between its rifted and non-rifted regions. *Tectonophysics*, 55, p. 173-177.
- LAUGHTON A.S., ROBERTS D.G. et HUNTER P.M. (1982). - Bathymetry of the northeast Atlantic. Sheet 1, 3, 4.
- LE DAIN A.Y., ROBINEAU B. et TAPPONNIER P. (1980). - Les effets tectoniques de l'évènement sismique et volcanique de novembre 1978 dans le rift d'Asal-Ghoubbet. *Bull. Soc. Geol. France*, 22, n° 6, p. 817-822.
- LE DOUARAN S. (1979). - Caractéristiques structurales et géophysiques de la dorsale Médio-Atlantique de 10° à 50°N. *Thèse de Doctorat Ingénieur*, Brest.
- LE DOUARAN S. et FRANCHETEAU J. (1981). - Axial depth anomalies from 10 to 50° north along the Mid-Atlantic ridge : correlation with other mantle properties. *Earth Planet. Sci. Letters*, 54, p. 29-47.
- LE PICHON X. (1968). - Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 103-139.
- LE PICHON X. et LANGSETH M.G. Jr (1969). - Heat flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading. *Tectonophysics*, 8, p. 319-344.
- LE PICHON X. et FRANCHETEAU J. (1978). - A plate-tectonic analysis of the Red Sea - Gulf of Aden area. *Tectonophysics*, 46, p. 369-406.
- LE PICHON X., HOUTZ R.E., DRAKE C.L. et NA FE J.E. (1965). - Crustal structure of the Mid-Ocean ridges. 1. Seismic refraction measurements. *J. Geophys. Res.*, 70, n° 2, p. 319-339.
- LEPINE J.C., RUEGG J.C. et ANIS A.M. (1980). - Sismicité du rift d'Asal-Ghoubbet pendant la crise sismo-volcanique de novembre 1978. *Bull. Soc. Geol. France*, 22, n° 6, p. 809-816.
- LEWIS B.T.R. (1979). - Periodicities in volcanism and longitudinal magma flow on the East Pacific Rise at 23°N. *Geophys. Res. Letters*, 6, n° 10, p. 753-756.
- LEWIS B.T.R. (1981). - Isostasy, magma chambers, and plate driving forces on the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, 86, B 6, p. 4868-4880.
- LEWIS B.T.R. (1983a). - The East Pacific Rise and the thermal model. *J. Geophys. Res.*, 88, B 4, p. 3348-3354.
- LEWIS B.T.R. (1983b). - The process of formation of ocean crust. *Science*, 220, n° 4593, p. 151-157.
- LEWIS B.T.R. et SNYDSMAN W.E. (1979). - Fine structure of the lower oceanic crust on the cocos plate. *Tectonophysics*, 55, p. 87-105.
- LEWIS B.T.R. et GARMANY J.D. (1982). - Constraints on the structure of the East Pacific Rise from seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, 87, B 10, p. 8417-8425.
- LICHTMAN G.S. et EISSEN J.P. (1983). - Time and space constraints on the evolution of medium-rate spreading centers. *Geology*, 11, p. 592-595.

- LICHTMAN G.S., NORMARK W.R. et SPIESS F.N. (1984). - Photogeologic study of a segment of the East Pacific Rise axis near 21°N latitude. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, p. 743-752.
- LISTER C.R.B. (1972). - On the thermal balance of a mid-ocean ridge. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 26, p. 515-535.
- LONSDALE P. (1977a). - Abyssal pahoehoe with lava coils at the Galapagos rift. *Geology*, 5, p. 147-152.
- LONSDALE P. (1977b). - Deep-tow observations at the mounds abyssal hydrothermal field, Galapagos rift. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, p. 92-110.
- LONSDALE P. (1977c). - Regional shape and tectonics of the equatorial East Pacific rise. *Mar. Geophys. Res.*, 3, p. 295-315.
- LONSDALE P. (1977d). - Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest : the East Pacific Rise near 3°25'S. *Mar. Geophys. Res.*, 3, p. 251-293.
- LONSDALE P. (1983). - Overlapping rift zones at the 5.5°S offset of the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, 88, B 11, p. 9393-9406.
- LONSDALE P. (1985a). - Linear volcanoes along the Pacific-cocos plate boundary, 9°N to the Galapagos triple junction. *Tectonophysics*, 116, p. 255-279.
- LONSDALE P. (1985b). - Non-transform offsets of the Pacific-cocos plate boundary and their traces on the rise flank. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, p. 313-327.
- LONSDALE P. et KLITGORD K.D. (1978). - Structure and tectonic history of the Eastern Panama basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 981-999.
- LONSDALE P. et SPIESS F.N. (1979). - A pair of young cratered volcanoes on the East Pacific Rise. *J. Geol.*, 87, p. 157-173.
- LONSDALE P. et SPIESS F.N. (1980). - Deep-tow observations at the East Pacific Rise, 8°45'N, and some interpretations. *Initial Reports of D.S.D.P.*, LIV.
- LUYENDYK B.P. (1970). - Origin and history of abyssal hills in the northeast Pacific ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, p. 2237-2260.
- LUYENDYK B.P. et McDONALD K.C. (1977). - Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley : observations with a deep-towed instrument package. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 648-663.
- LUYENDYK B.P., SHOR A. et CANN J.R. (1979). - General implications of the Leg 49 drilling program for North Atlantic ocean geology. *Initial Reports of D.S.D.P.*, XLIX, p. 825-839.
- LUYENDYK B.P., BRYAN W.B. et JEZEK P.A. (1974). - Shallow structure of the New Hebrides island arc. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, p. 1287-1300.
- MAC DONALD K.C. (1977). - Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics of the Mid-Atlantic ridge near Lat 37°N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 541-555.
- MAC DONALD K.C. (1982a). - Mid-Ocean ridges : fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, p. 155-190.
- MAC DONALD K.C. (1982b). - Geophysical settings for hydrothermal vents and mineral deposits on the East-Pacific Rise. *Marine Technology Soc. J.*, 16, n° 3, p. 26-32.
- MAC DONALD K.C. (1983). - Crustal processes at spreading centers. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 21, n° 6, p. 1441-1454.
- MAC DONALD K.C. (1984). - A geophysical comparisons between fast and slow spreading centers : constraints on magma chamber formation and hydrothermal activity, *In Hydrothermal Processes at seafloor spreading centers*. Ed. by P.A. Rona, K. Bostrom, L. Laubier and K.L. Smith Jr. Plenum Publishing Corporation, p. 27-49.
- MAC DONALD K.C. et LUYENDYK B.P. (1977). - Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic ridge crest near lat 37°N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 621-636.
- MAC DONALD K.C. et ATWATER T.M. (1978). - Evolution of rifted ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, p. 319-327.
- MAC DONALD K.C. et FOX P.J. (1983). - Overlapping spreading centers ; new accretion geometry on the East Pacific Rise. *Nature*, 301, n° 5903, p. 55-58.
- MAC DONALD K.C., LUYENDYK B.P. et VON HERZEN R.P. (1973). - Heat flow and plate boundaries in Melanesia. *J. Geophys. Res.*, 78, n° 14, p. 2537-2546.

- MAC DONALD K.C., LUYENDYK B.P., MUDIE J.D. et SPIESS F.N. (1975). - Near-bottom geophysical study of the Mid-Atlantic ridge median valley near lat 37°N : preliminary observations, *Geology*, 3, p. 211-215.
- MAC DONALD K.C., BECKER K., SPIESS F.N. et BALLARD R.D. (1980). - Hydrothermal heat flux of the "Black Smoker" vents on the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Letters*, 48, p. 1-7.
- MAC DONALD K.C., MILLER S.P., LUYENDYK B.P., ATWATER T.M. et SHURE L. (1983). - Investigation of a vine-matthews magnetic lineation from a submersible : the source and character of marine magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, 88, B 4, p. 3403-3418.
- MAC DONALD K.C., SEMPERE J.C. et FOX P.J. (1984). - The East Pacific rise from the Siqueiros to the Orozco fracture zone : along strike continuity of the neovolcanic zone and the structure and evolution of overlapping spreading centers. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 6049-6069.
- MAC DONALD K.C., SEMPERE J.C., FOX P.J. (1986). - Reply : the debate concerning overlapping spreading centers and mid-ocean ridges processes. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 10501-10511.
- MAILLET P., EISSEN J.P., LAPOUILLE A., MONZIER M., BALEIVANVALALA V., BUTSCHER F. et LARDY M. (1986). - La dorsale active du bassin Nord-Fidjien entre 20,00S et 20,53°S ; signature magnétique et morphologie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, sous presse.
- MALAHOFF A. (1982). - A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos rift with some continental deposits. *Marine Technology Soc. J.*, 16, n° 3, p. 39-45.
- MALAHOFF A. (1985). - Hydrothermal vents and polymetallic sulfides of the Galapagos and Gorda/Juan de Fuca ridge systems and of submarine volcanoes. *Biol. Soc. Wash. Bull.*, n° 6, p. 19-41.
- MALAHOFF A. et HANDSCHUMACHER D.W. (1971). - Magnetic anomalies south of the Murray fracture zone : new evidence for a secondary sea-floor spreading center and strike-slip movement. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 6265-6274.
- MALAHOFF A., HAMMOND S., FEDEN R. et LARUE B. (1979). - Magnetic anomalies : the tectonic setting and evolution of the southwest Pacific marginal basins. Third Southwest Pacific Workshop Symposium, Sydney.
- MALAHOFF A., FEDEN R.H. et FLEMING H.S. (1982). - Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 87, B 5, p. 4109-4125.
- MAMMERICKX J. et KLITGORD K.O. (1982). - Northern East Pacific Rise : evolution from 25 m.y. B.P. to the Present. *J. Geophys. Res.*, 87, B 8, p. 6751-6759.
- MAMMERICKX J. et SANDWELL D. (1986). - Rifting of old oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 91, B 2, p. 1975-1988.
- MAMMERICKX J., HERRON E. et DORMAN L. (1980). - Evidence for two fossil spreading ridges in the southeast Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91, p. 263-271.
- MANKINEN E.A. et DALRYMPLE G.B. (1979). - Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B.P. *J. Geophys. Res.*, 84, B 2, p. 615-626.
- Mc CLAIN J.S. et LEWIS B.T.R. (1980). - A seismic experiment at the axis of the East Pacific Rise. *Marine Geology*, 35, p. 147-169.
- Mc CLAIN J.S., ORCUTT J.A. et BURNETT M. (1985). - The East Pacific rise in cross section : a seismic model. *J. Geophys. Res.*, 90, B 10, p. 8627-8639.
- Mc CONACHY T.F., BALLARD R.D., MOTTL M.J. et VON HERZEN R.P. (1986). - Geologic form and setting of a hydrothermal vent field at lat. 10°56'N, East Pacific Rise : a detailed study using Angus and Alvin. *Geology*, 14, p. 295-298.
- Mc EVILLY T.V. (1968). - Seafloor mechanics North of Cape Mendocino, California. *Nature*, 220, p. 901-903.
- Mc GILL G.E. et STROMQUIST A.W. (1979). - The grabens of Canyonlands national park, Utah : geometry, mechanics and kinematics. *J. Geophys. Res.*, 84, B 9, p. 4547-4563.
- Mc GREGOR B.A. et RONA P.A. (1975). - Crest of the Mid-Atlantic ridge at 26°N. *J. Geophys. Res.*, 80, n° 23, p. 3307-3314.
- Mc GREGOR B.A., HARRISON C.G.A., LAVELLE J.W. et RONA P.A. (1977). - Magnetic anomaly patterns on Mid-Atlantic ridge crest at 26°N. *J. Geophys. Res.*, 82, n° 2, p. 231-238.
- Mc KENZIE D.P. (1967). - Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 72, p. 6261-6273.
- Mc KENZIE D.P. (1982). - The evolution of propagating rifts. *Nature*, 300, n° 22/30, p. 740-741.
- Mc KENZIE D.P. (1986). - The geometry of propagating rifts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 77, p. 176-186.

- Mc KENZIE D.P. et PARKER D.L. (1967). - The North Pacific : an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216, p. 1276-1280.
- Mc KENZIE D.P. et BOWIN C. (1976). - The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81, p. 1903-1915.
- Mc KENZIE D.P., DAVIES D. et MOLNAR P. (1970). - Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 226, p. 243-248.
- MENARD H.W. (1958). - Development of median elevations in the ocean basins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 69, p. 1179-1186.
- MENARD H.W. (1960). - The East Pacific Rise. *Science*, 132, p. 1737-1746.
- MENARD H.W. (1964). - Marine Geology of the Pacific. Mc Graw-Hill Book Company, New York, San Francisco, Toronto, London.
- MENARD H.W. (1967). - Sea floor spreading, topography, and the second Layer. *Science*, 157, p. 923-924.
- MENARD H.W. (1969). - Elevation and subsidence of oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Letters*, 6, p. 275-284.
- MENARD H.W. (1984). - Darwin reprise. *J. Geophys. Res.*, 89, B 12, p. 9960-9968.
- MENARD H.W. et DIETZ R.S. (1952). - Mendocino submarine escarpment. *Journal of Geology*, 60, p. 266-278.
- MENARD H.W. et MAMMERICKS J. (1967). - Abyssal hills, magnetic anomalies and the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Letters*, 2, p. 465-472.
- MENARD H.W. et LEROY M. DORMAN (1977). - Dependence of depth anomalies upon latitude and plate motion. *J. Geophys. Res.*, 82, p. 5329-5335.
- MEVEL C. (1984). - Le métamorphisme dans la croûte océanique : apport de la pétrologie à la compréhension des phénomènes de circulation hydrothermale et de déformation (ex. de l'Atlantique). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Paris VI.
- MILLER S.P. et HEY R.N. (1986). - Three-dimensional magnetics profiles modeling of a propagating rift, Galapagos 95°30'W. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 3395-3406.
- MILLER S.P., Mc DONALD K.C. et LONSDALE P. (1985). - Near bottom magnetic profile across the Red Sea. *Mar. Geophys. Res.*, 7, p. 401-418.
- MOHR P.A. (1970). - The Afar triple junction and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 75, n° 35, p. 7340-7352.
- MONIN A.S., LITVIN V.M., PODRAZHANSKY A.M., SAGALEVICH A.M., SOROKHTIN O.F., VOITOV V.I., YASTREBOV V.S. et ZONENSHAIN L.P. (1982). - Red Sea submersible research expedition. *Deep Sea Research*, 29, n° 3 A, p. 361-373.
- MOORE J.G., FLEMING H.S. et PHILLIPS J.D. (1974). - Preliminary model for extrusion and rifting at the axis of the Mid Atlantic Ridge, 36°48'North. *Geology*, 2, n° 9, p. 437-440.
- MORGAN W.J. (1968). - Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 1959-1982.
- MORGAN J.P. et PARMENTIER E.M. (1985). - Causes and rate-limiting mechanisms of ridge propagation : a fracture mechanics model. *J. Geophys. Res.*, 90, B 10, p. 8603-8612.
- MORTON J.L. (1984). - Oceanic spreading centers : axial magma chambers, thermal structure, and small scale ridge jumps. *Ph D Thesis*, 101 p.
- MORTON J.L. et SLEEP N.H. (1985a). - Seismic reflections from a Lau basin magma chamber. In *Geology and offshore resources of Pacific island arcs - Tonga region*. Scholl D.W. and Vallier T.L. ed., Houston, Texas, 2, p. 441-453.
- MORTON J.L. et SLEEP N.H. (1985b). - A Mid-Ocean ridge thermal model : constraints on the volume of axial hydrothermal heat flux. *J. Geophys. Res.*, 90, B 13, p. 11345-11353.
- MORTON J.L. et BALLARD R.D. (1986). - East Pacific Rise at lat. 19°S : evidence for a recent ridge jump. *Geology*, 14, p. 111-114.
- MOTTL M.J. (1983). - Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal system at mid-ocean ridges. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, p. 161-180.
- MUTTER J.C., et NORTH ATLANTIC TRANSECT (NAT) STUDY GROUP (1985). - Multichannel seismic images of the oceanic crust's internal structure : evidence for a magma chamber beneath the Mesozoic Mid-Atlantic ridge. *Geology*, 13, p. 629-632.
- NEEDHAM H.D. et FRANCHETEAU J. (1974). - Some characteristics of the rift valley in the Atlantic ocean near 36°48'North. *Earth Planet. Sci. Letters*, 22, p. 29-43.

- NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., CHEMINEE J.L., LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et TAPPONNIER P. (1976). - The accreting plate boundary : Ardoukoba rift (Northeast Africa) and the Oceanic rift valley. *Earth Planet. Sci. Letters*, 28, p. 439-453.
- NELSON K.D. (1981). - A simple thermal-mechanical model for mid-ocean ridge topographic variation. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65, p. 19-30.
- NISBET E.G. et M.C. FOWLER R. (1978). - The Mid-Atlantic Ridge at 37 and 45°N : some geophysical and petrological constraints. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 54, p. 631-660.
- NORMARK W.R. (1976). - Delineation of the main extension zone of the EPR at lat. 21°N. *Geology*, 4, p. 681-685.
- NORMARK W.R., LUPTON J.E., MURRAY J.W., DELANEY J.R., JOHNSON H.P., KOSKI R.A., CLAGUE D.A. et MORTON J.L. (1982). - Polymetallic sulfide deposits and water column of active hydrothermal vents on the southern Juan de Fuca ridge. *Marine Technology Soc. J.*, 16, n° 3, p. 46-53.
- NORMARK W.R., MORTON J.L., KOSKI R.A., CLAGUE D.A. et DELANEY J.R. (1983). - Active hydrothermal vents and sulphide deposits on the southern Juan de Fuca ridge. *Geology*, 11, p. 158-163.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.M. (1984). - Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Rapports scientifiques et techniques n° 54, 107 p. *Publications du CNEXO*.
- ORCUTT J., KENNETT B., DORMAN L. et PROTHERO W. (1975). - Evidence for a low-velocity zone underlying a fast-spreading rise crest. *Nature*, 256, p. 475-476.
- ORCUTT J.A., Mc CLAIN J.S. et BURNETT M. (1984). - Evolution of the ocean crust : results from recent seismic experiments. In *Ophiolites and Oceanic lithosphere*, ed. by I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton. *Geol. Soc. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne*, p. 7-16.
- OSMASTON M.F. (1971). - Genesis of ocean ridge median valleys and continental rift valleys. *Tectonophysics*, 11, p. 387-405.
- OUCHI T., ABOU-BAKR K. IBRAHIM et LATHAM G.V. (1982). - Seismicity and crustal structure in the Orozco Fracture Zone : project Rose phase II. *J. Geophys. Res.*, B 10, p. 8501-8507.
- LOUDIN E. (1981). - Etudes minéralogiques et géochimiques des dépôts sulfurés sous-marins actuels de la ride Est-Pacifique 21°N. *Doc. B. R. G. M.*, n° 25, Orléans, 241 p.
- PALMASON G. (1973). - Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 33, p. 451-481.
- PARKER R.L. et OLDENBURG D.W. (1973). - Thermal model of ocean ridges. *Nature Physical Science*, 242, p. 137-139.
- PARSONS B. et SCLATER J.G. (1977). - An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, n° 5, p. 803-827.
- PARSONS B. et Mc KENZIE D. (1978). - Mantle convection and the thermal structure of the plates. *J. Geophys. Res.*, 83, p. 4485-4496.
- PATRIAT P. (1983). - L'évolution cénozoïque du système de dorsale de l'Océan Indien. *Thèse d'Etat*, Paris VI, 278 p.
- PAUTOT G. (1983). - Les fosses de la Mer Rouge : approche géomorphologique d'un stade initial d'ouverture océanique réalisée à l'aide du Seabeam. *Oceanologica Acta*, 6, n° 3, p. 235-244.
- PAUTOT G., GUENOC P., COUTELLE A., LYBERIS N. (1984). - Discovery of a large brine deep in the northern Red Sea. *Nature*, 310, p. 133-136.
- PAUTOT G., GUENOC P., COUTELLE A., LYBERIS N. (1986). - La dépression axiale du segment nord mer Rouge (de 25°N à 28°N) : nouvelles données géologiques et géophysiques obtenues au cours de la campagne Transmerou 83. *Bull. Soc. Geol. France*, 2, n° 3, p. 381-399.
- PETERSON M.N.A. et GOLDBERG E.D. (1962). - Feldspar distributions in South Pacific pelagic sediments. *J. Geophys. Res.*, 67, p. 3477-3492.
- PHILLIPS J.D., THOMPSON G., VON HERZEN R.P. et BOWEN V.T. (1969). - Mid-Atlantic Ridge near 43°N latitude. *J. Geophys. Res.*, 74, n° 12, p. 3069-3081.
- PHILLIPS J.D. et ROSS D.A. (1970). - Continuous seismic reflexion profiles in the Red Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 267, p. 143-152.
- PHILLIPS J.D., FLEMING H.J., FEDEN R.H., KING W.E. et PERRY R.K. (1975). - Aeromagnetic study of the Mid-Atlantic Ridge near the Oceanographer Fracture Zone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 1348-1357.

- PILGER R.H. et HANDSCHUMACHER D.W. (1981). - The fixed-hotspots hypothesis and origin of the Easter-Sala y Gomez Nazca trace. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92, 1, p. 437-446.
- PIPER J.D.A. et GIBSON I.L. (1972). - Stress control of processes at extensional plate margins. *Nature Physical Science*, 238, p. 83-86.
- POLLARD D.D., SEGALL P. et DELANEY P.T. (1982). - Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, p. 1291-1303.
- PROJECT ROSE SCIENTISTS (1981). - Microearthquake activity on the Orozco Fracture Zone : preliminary results from project Rose. *J. Geophys. Res.*, 86, B 5, p. 3783-3790.
- PROTHERO W.A. Jr et REID I.D. (1982). - Microearthquakes on the East Pacific Rise at 21°N and the Rivera fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 87, B 10, p. 8509-8518.
- RAITT R.W. (1956). - Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 67, p. 1623-1640.
- RAMBERG I.B. et VAN ANDEL T.H. (1977). - Morphology and tectonic evolution of the rift valley at lat. 36°30'N Mid-Atlantic ridge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 577-586.
- RAMBERG I.B., GRAY D.F. et RAYNOLDS R.G.H. (1977). - Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic ridge, lat. 35°50' to 37°20'N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 609-620.
- RANGIN C. et FRANCHETEAU J. (1981). - Fine scale morphological and structural analysis of the East Pacific Rise, 21°N (Rita project). *Oceanologica Acta*, 1981, n° SP. *Colloque Geologie des Océans*, Paris, juillet 1980, p. 15-24.
- REA D.K. (1975). - Model for the formation of topographic features of the East Pacific Rise Crest. *Geology*, 3, n° 2, p. 77-80.
- REA D.K. (1976a). - Changes in the axial configuration of the East Pacific Rise near 6°S during the past 2 m.y. *J. Geophys. Res.*, 81, n° 8.
- REA D.K. (1976b). - Analysis of a fast-spreading rise crest : the East Pacific Rise, 9° to 12° South. *Mar. Geophys. Res.*, 2, p. 291-313.
- REA D.K. (1978). - Asymmetric sea-floor spreading and a nontransform axis offset : the East Pacific Rise 20°S survey area, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 836-844.
- REA D.K. et BLAKELY R.J. (1975). - Short-wavelength magnetic anomalies in a region of rapid seafloor spreading. *Nature*, 255, p. 126-128.
- REA D.K. et SCHEIDEGGER K.F. (1979). - Eastern Pacific spreading rate fluctuation and its relation to Pacific area volcanic episodes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, p. 135-148.
- REID I. et Mc DONALD K.C. (1973). - Microearthquakes study of the Mid-Atlantic ridge near 37°N, using Sonobobs. *Nature*, 246, p. 88-90.
- REID I. et JACKSON H.R. (1981). - Oceanic spreading rate and crustal thickness. *Mar. Geophys. Res.*, 5, p. 165-172.
- REID I., ORCUTT J.A. et PROTHERO W.A. (1977). - Seismic evidence for a narrow zone of partial melting underlying the East Pacific Rise at 21°N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 678-682.
- RENARD V. (1976). - Magnetic pattern of the Famous zone. *Bull. Soc. Geol. France*, n° 4, p. 801-805.
- RENARD V. et ALLENOU J.P. (1979). - Le Sea-Beam, sondeur à multifaisceaux du N.O. "Jean Charcot". Description, évaluation et premiers résultats. *Revue Hydrographique Internationale*, Monaco, LVI (1), p. 35-71.
- RENARD V., SCHRUMPF B., SIBUET J.C. (rédaction par CARRE D.) (1975). - Bathymétrie détaillée d'une partie de vallée du rift et de faille transformante près de 36°50'N dans l'Océan Atlantique. *CNEXO*
- RENARD V., HEKINIAN R., FRANCHETEAU J., BALLARD R.D. et BACKER H. (1985). - Submersible observations at the axis of the ultra-fast spreading East Pacific Rise (17°30' to 21°30'S). *Earth Planet. Sci. Letters*, 75, p. 339-353.
- RHODER J.M., DUNCAN M.A., BLANCHARD D.P. et LONG P.E. (1979). - Magma mixing at mid-ocean ridges : evidence from basalts drilled near 22°N on the Mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics*, 55, p. 35-61.
- RIDDIHOUGH R. (1984). - Recent movements of the Juan de Fuca plate system. *J. Geophys. Res.*, 89, B 8, p. 6980-6994.
- ROBSON D. et CANN J.R. (1982). - A geochemical model of mid-ocean ridge magma chambers. *Earth Planet. Sci. Letters*, 60, p. 93-104.

- RODDA P. et KROENKE L.W. (1984). - Fiji : a fragmented arc. In Cenozoic tectonic development of the South west Pacific, *Technical Bull.* n° 6, p. 87-107.
- ROEST W.R. et COLLETTE B.J. (1986). - The fifteen twenty fracture zone and the North American / South American plate boundary. *J. Geol. Soc. London*, 143, p. 833-843.
- RONA P.A. (1980). - TAG hydrothermal field : Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26°N. *J. Geol. Soc. London*, 137, p. 385-402.
- RONA P.A. (1982). - Polymetallic sulfide at seafloor spreading centers : a global review. *Marine Technology Soc. J.*, 16, p. 81-86.
- RONA P.A. (1984a). - Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. *Earth Science Reviews*, 20, p. 1-104.
- RONA P.A. (1984b). - Exploration for hydrothermal mineral deposits at seafloor spreading centers : U.S. activities. *Coll. GERMIVAL*, mars 1984. 2ème Séminaire international, Brest (France).
- RONA P.A. (1985). - Black smokers and massive sulfides at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge 26°N. *E. O. S.*, 66, n° 46, p. 936 (abstract).
- RONA P.A. et GRAY D.F. (1980). - Structural behaviour of fractures zones symmetric and asymmetric about a spreading axis : Mid-Atlantic ridge (latitude 23°N to 27°N). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91, part I, p. 485-494.
- RONA P.A., HARBISON R.N., BASSINGER B.G., SCOTT R.B. et NALWALK A.J. (1976). - Tectonic fabric and hydrothermal activity of Mid-Atlantic ridge crest (lat. 26°N). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, p. 661-674.
- RONA P.A., THOMPSON G., MOTTI M.J., KARSON J.A., JENKINS W.J., GRAHAM D., MALLETTE M., VON DAMON K. et EDMOND J.M. (1984). - Hydrothermal activity at the Trans-Atlantic Geotraverse hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge crest at 26°N. *J. Geophys. Res.*, 89, B 13, p. 11365-11377.
- RONA P.A., KLINKHAMMER G., NELSEN T.A., TREFRY J.H. et ELDERFIELD H. (1986). - Black smokers, massive sulphides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 321, p. 33-37.
- ROSENDAHL B.R. (1976). - Evolution of oceanic crust. 2. Constraints, implications and inferences. *J. Geophys. Res.*, 86, n° 29, p. 5305-5314.
- ROSENDAHL B.R., RAITT R.W., DORMAN L.M., BIBEE L.D., HUSSONG D.M. et SUTTON G.H. (1976). - Evolution of Oceanic crust. 1. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, 81, p. 5294-5304.
- ROUCH J. (1959). - Les découvertes océanographiques modernes. Payot ed., Paris.
- RUEGG J.C., LEPINE J.C. et VINCENT C. (1980). - Sismicité et microsismicité de la dorsale de Tadjoura, tectonique et frontière de plaques. *Bull. Soc. Geol. France*, 22, n° 6, p. 917-923.
- RUEGG J.C., KASSER M. et LEPINE J.C. (1984). - Strain accumulation across the Asal-Choubbet rift, Djibouti, East Africa. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 6237-6246.
- RUNCORN S.K. (1956). - Palaeomagnetic comparison between Europe and North America. *Geol. Ass. Canada, Proc.* 8, p. 77-85.
- SCHEIDEGGER K.F. (1973). - Temperatures and compositions of magmas ascending along Mid-Ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 79, n° 17, p. 3340-3355.
- SCHILLING J.G. (1975). - Rare-earth variations across "normal segments" of the Reykjanes ridge, 60°53'N, Mid-Atlantic ridge, 29°S, and East Pacific Rise 2°-19°S, and evidence on the composition of the Underlying low-velocity Layer. *J. Geophys. Res.*, 80, n° 11, p. 1459-1473.
- SCHILLING J.G. (1985). - Upper mantle heterogeneities and dynamics. *Nature*, 314, p. 62-67.
- SCHILLING J.G., SIGURDSSON H., DAVIS A.N. et HEY R.N. (1985a). - Easter microplate evolution. *Nature*, 317, p. 325-331.
- SCHILLING J.G., THOMPSON G., KINGSLEY R. et HUMPHRIS S. (1985b). - Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic. *Nature*, 313, p. 187-191.
- SCHOUTEN H. et WHITE R.S. (1980). - Zero-offset fractures zones. *Geology*, 8, p. 175-179.
- SCHOUTEN H. et KLITGORD K.D. (1983). - Overlapping spreading centers on East Pacific Rise. *Nature*, 303, p. 549-550.
- SCHOUTEN H., KLITGORD K.D. et WHITEHEAD J.A. (1985). - Segmentation of Mid-Ocean ridges. *Nature*, 317, p. 225-229.
- SCHOUTEN H., DICK H.J.B., WHITEHEAD J. et KLITGORD K.D. (1986). - Whole-mantle upwelling under spreading centers. *E. O. S.*, 67, n° 16, p. 359, abstract.

- SCHREIBER E. et FOX P.J. (1976). - Compressional wave velocities and mineralogy of fresh basalts from the FAMOUS area and the oceanographer fracture zone and the texture of Layer 2 A of the oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, 81, p. 4071-4076.
- SCLATER J.G. et FRANCHETEAU J. (1970). - The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 20, p. 509-537.
- SCLATER J.G. et KLITGORD K.D. (1973). - A detailed heat flow, topographic, and magnetic survey across the Galapagos spreading center at 86°N. *J. Geophys. Res.*, 78, n° 29, p. 6951-6975.
- SCLATER J.G., Von HERZEN R.P., WILLIAMS D.L., ANDERSON R.N. et KLITGORD K. (1974). - The Galapagos spreading center : heat-flow low on the North flank. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 38, p. 609-626.
- SCLATER J.G., LAWRENCE L.A. et PARSONS B. (1975). - Comparison of long-wavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithosphere plate. *J. Geophys. Res.*, 80, n° 8, p. 1031-1052.
- SCOTT R.B., TEMPLE D.G. et PERON P.R. (1982). - The nature of hydrothermal exchange between oceanic crust and seawater at 26°N latitude Mid-Atlantic ridge. In *The Dynamic environment of the ocean floor*, ed. by K.A. Fleming et F.T. Manheim, Lexington books, p. 381-416.
- SEARLE R. (1984). - Gloria survey of the East Pacific Rise near 3,5°S : tectonic and volcanic characteristics of a fast spreading Mid-Ocean Rise. *Tectonophysics*, 101, p. 319-344.
- SEARLE R. et ROSS D.A. (1975). - A geophysical study of the Red Sea axial trough between 20,5° and 22°N. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43, p. 555-572.
- SEARLE R.C. et LAUGHTON A.S. (1977). - Sonar studies of the Mid-Atlantic ridge and Kurchatov fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 82, p. 5313-5328.
- SEARLE R.C. et LAUGHTON A.S. (1981). - Fine-scale sonar study of tectonics and volcanism on the Reykjanes ridge. *Oceanologica Acta*, n° S.P. : 26e Congrès international de Géologie, Paris, p. 5-13.
- SEARLE R.C. et HEY R.N. (1983). - Gloria observations of the propagating rift at 95,5° N on the Cocos-Nazca spreading center. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 6433-6447.
- SEARLE R.C. et FRANCHETEAU J. (1986). - Morphology and tectonics of the Galapagos triple junction. *Mar. Geophys. Res.*, 8, p. 95-129.
- SEARLE R.C., MONAHAN D. et JOHNSON G.L. (1982). - Carte générale bathymétrique des Océans (GEBCO). 5.08.
- SELO M. et STORZER D. (1979). - Chronologie des événements volcaniques de la zone FAMOUS. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289, p. 1125-1128.
- SEMPERE J.C. et Mc DONALD K.C. (1986a). - Deep-tow studies of the overlapping spreading centers near 9°03'N on the East Pacific Rise. *Tectonics*, 5, p. 881-900.
- SEMPERE J.C. et Mc DONALD K.C. (1986b). - Overlapping spreading centers : implications from crack growth simulation by the displacement discontinuity method. *Tectonics*, 5, p. 151-163.
- SEMPERE J.C., Mc DONALD K.C. et MILLER S.P. (1984). - Overlapping spreading centers : 3-D inversion of the magnetic field at 9°03'N on the East Pacific Rise. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 79, n° 3, p. 799-811.
- SHEARME S., CRONAN D.S. et RONA P.A. (1983). - Geochemistry of sediments from the TAG hydrothermal field, M.A.R. at latitude 26°N. *Marine Geology*, 51, p. 269-291.
- SHIH J.S.F., ATWATER T. et Mc NUTT M. (1978). - A near-bottom geophysical traverse of the Reykjanes ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, p. 75-83.
- SHREYDER A.A., TRUKHIN V.I., SYCHEV V.A. et RIMSKIY-KORSAKOV N.A. (1982). - Detailed geomagnetic studies of the rift zone in the South of the Red Sea. *Oceanology*, 22, n° 3, p. 325-330.
- SICHLER B. (1980). - La bielle danakile : un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar. *Bull. Soc. Geol. France*, XXII, n° 6, p. 925-933.
- SIMILA G.W., PEPPIN W.A. et Mc EVILLY T.V. (1975). - Seismotectonics of the Cape Mendocino, California, area. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 1399-1406.
- SINTON J.M., WILSON D.S., CHRISTIE D.M., HEY R.N. et DELANEY J.R. (1983). - Petrologic consequences of rift propagation on oceanic spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Letters*, 62, p. 193-207.
- SLEEP N.H. (1969). - Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 74, n° 2, p. 542-549.
- SLEEP N.H. (1975). - Formation of oceanic crust : some thermal constraints. *J. Geophys. Res.*, 80, n° 29, p. 4037-4042.
- SLEEP N.H. (1983). - Hydrothermal convection at ridge axes. In *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*, P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier et K.L. Smith ed., Plenum Press, New York and London, p. 71-82.

- SLEEP N.H. et BIEHLER S. (1970). - Topography and tectonics at the intersections of fracture zones with central rifts. *J. Geophys. Res.*, 75, n° 14, p. 2748-2752.
- SLEEP N.H. et ROSENDAHL B.R. (1979). - Topography and tectonics of Mid-Oceanic ridges axes. *J. Geophys. Res.*, 84, B 12, p. 6831-6839.
- SOLOMON S.C. et BURK N.C. (1979). - The relationship of source parameters of ridge-crest and transform earthquakes to the thermal structure of oceanic lithosphere. *Tectonophysics*, 55, p. 107-126.
- SPIESS F.N., Mc DONALD K.C., ATWATER T., BALLARD R., CARRANZA A., CORDOBA D., COSE C., DIAZ GARCIA V.M., FRANCHETEAU J., GUERRERO J., HAWKINS J., HAYMON R., HESSLER R., JUTEAU T., KASTNER M., LARSON R., LUYENDYK B., Mc DOUGALL J.D., MILLER S., NORMARK W., ORCUTT J., RANGIN C. (1980). East Pacific Rise ; Hot springs and geophysical experiments. *Science*, 207, n° 4438, p. 1421-1433.
- SPUDISH P. et ORCUTT J. (1980). - A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. *Reviews of Geophysics and space physics*, 18, n° 3, p. 627-645.
- STAKES D.S., SHERVAIS J.W. et HOPSON C.A. (1984). - The volcanic-tectonic cycle of the FAMOUS and AMAR valleys, Mid-Atlantic ridge (36°47'N) : evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the valley midsections, AMAR 3. *J. Geophys. Res.*, 89, B 8, p. 6995-7028.
- STEIN S., MELOSH H.J. et MINSTER J.B. (1977). - Ridge migration and asymmetric sea-floor spreading. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, p. 51-62.
- STEINMETZ L., HIRN A., SAPIN M., WHITMARSH R. et MOREIRA V. (1976). - Zone of P wave attenuation beneath the crest of Mid-Atlantic ridge. *Bull. Soc. Geol. France*, 18, p. 931-936.
- STIELTJES L. (1973). - Evolution tectonique récente du rift d'Asal, T.F.A.I. *Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dyn.*, XV, fasc. 4, p. 425-436.
- STIELTJES L., JORON J.L., TREVIL M. et YARET J. (1976). - Le rift d'Asal, segment de dorsale émergée : discussion pétrologique et géochimique. *Bull. Soc. Géol. France*, 18, n° 4, p. 851-862.
- STOFFA P.L., BUHL P., HERRON J.J., KAN T.K., LUDWIG W.J. (1980). - Mantle reflections beneath the crestal zone of the East Pacific Rise from multi-channel seismic data. *Marine Geology*, 35, p. 83-97.
- STOVER C.W. (1973). - Seismicity and tectonics of the East Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 78, n° 23.
- STYRT M.M., BRACKMANN A.J., HOLLAND H.D., CLARK B.C., PISUTHA-ARNOND V., ELDRIDGE C.S. et OHMOTO H. (1981). - The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21°N latitude. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, p. 382-390.
- SYKES L.R. (1967). - Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges, *J. Geophys. Res.*, 72, p. 2132-2153.
- TALWANI M., HEEZEN B.C. et WORZEL J.L. (1961). - Gravity anomalies, physiography, and crustal structure of the Mid-Atlantic ridge. *Publ. Bur. Centr., Seismol., Intern., série A, Trav. Sci., fasc. 22*, p. 81-111.
- TALWANI M., LE PICHON X. et EWING M. (1965). - Crustal structure of the Mid-Ocean ridges, 2. Computed model from gravity and seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, 70, n° 2, p. 341-352.
- TALWANI M., WINDISCH C.C. et LANGSETH M.G. Jr (1971). - Reykjanes ridge crest ; a detailed geophysical study. *J. Geophys. Res.*, 76, n° 2, p. 473-517.
- TAMSETT D. (1986). - Median valley tectonics ; air photographs of the Ghoubbet-Asal rift, Afar. *Tectonophysics*, 131, p. 75-87.
- TAPPONNIER P. et FRANCHETEAU J. (1978). - Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. *J. Geophys. Res.*, 83, B 8, p. 3955-3970.
- TAZIEFF H. (1973). - La signification tectonique de l'Afar. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, 15, p. 341-346.
- TEMPLE D.G., SCOTT R.R. et RONA P.A. (1979). - Geology of a submarine hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge, 26°N latitude, *J. Geophys. Res.*, 84, p. 7453-7466.
- THOMPSON G., BRYAN W.B., BALLARD R.D., HAMURO K. et NELSON W.G. (1985a). - Axial processes along a segment of the East Pacific Rise, 10°-12°N. *Nature*, 318, p. 429-433.
- THOMPSON G., MOTTI M.J. et RONA P.A. (1985b). - Morphology, mineralogy and chemistry of hydrothermal deposits from the TAG area, 26°N Mid-Atlantic ridge, *Chemical Geology*, 49, p. 243-257.
- TIVEY M.K. et DELANEY J.R. (1986). - Growth of large sulfide structures on the Endeavour segment of the Juan de Fuca ridge, *Earth Planet. Sci. Letters*, 77, p. 303-317.

- TUNNICLIFFE V., JUNIPER S.K. et DE BURGH M.E. (1985). - The hydrothermal vent community on axial seamount, Juan de Fuca ridge. *Bull. Biol. Soc. of Washington*, 7, p. 453-464.
- TUNNICLIFFE V., BOTROS M., DE BURGH M.E., DINET A., JOHNSON H.P., JUNIPER S.K. et Mc DUFF R.E. (1986). - Hydrothermal vents of explorer ridge, northeast Pacific. *Deep Sea Research*, 33, n° 3, p. 401-412.
- UMBROGROVE J.H.F. (1947). - The pulse of the earth. The Hague, Martinus Nijhoff, 358 p.
- UNTERNEHR P. (1980). - La dorsale du Pacifique Est à 21°N (expédition CYAMEX, projet Rita) : analyse structurale et valeurs de l'extension. *D. E. A.*, Brest.
- VACQUIER V. (1962). - Magnetic evidence for horizontal displacement in the floor of the Pacific ocean. In S.K. Runcorn ed., *Continental drift* Academic Press, New-York.
- VACQUIER V. et VON HERZEN R.P. (1964). - Evidence for connection between heatflow and the mid-atlantic ridge magnetic anomaly. *J. Geophys. Res.*, 69, p. 1093-1101.
- VAN ANDEL T.H. (1968). - The structure and development of rifted midoceanic rises. *J. Mar. Res.*, 26, n° 2, p. 144-161.
- VAN ANDEL T.H. et BOWIN C.O. (1968). - Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° North Latitude and the tectonics of Mid-Ocean rises. *J. Geophys. Res.*, 73, n° 4, p. 1279-1298.
- VAN ANDEL T.H. et BALLARD R.D. (1979). - The Galapagos rift at 86°N : volcanism, structure, and evolution of the rift Valley. *J. Geophys. Res.*, 84, B 10, p. 5390-5406.
- VAN ANDEL T.H., HEATH G.R., MALFAIT B.T., HEINRICHS D.F. et EWING J.L. (1971). - Tectonics of the Panama basin, eastern equatorial Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 1489-1580.
- VINE F.J. et MATTHEWS D.H. (1963). - Magnetics anomalies over Oceanic ridges. *Nature*, 199, p. 947.
- VOGT P.R. (1976). - Plumes, subaxial pipe flow, and topography along the Mid-Oceanic ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 29, p. 309-325.
- VOGT P.R. (1979). - Global magmatic episodes : new evidence and implications for the steady-state mid-oceanic ridge. *Geology*, 7, p. 93-98.
- VOGT P.R. et JOHNSON G.L. (1973a). - A longitudinal seismic reflection profile of the Reykjanes ridge. Part I : evidence for west-flowing bottom water. *Earth Planet. Sci. Letters*, 18, p. 45-48.
- VOGT P.R. et JOHNSON G.L. (1973b). - A longitudinal seismic reflection profile of the Reykjanes ridge. Part II : implications for the mantle hot spot hypothesis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 18, p. 49-58.
- VOGT P.R. et AVERY D.E. (1974). - Detailed magnetic survey in the northeast Atlantic and Labrador sea. *J. Geophys. Res.*, 79, p. 363-389.
- VOGT P.R. et JOHNSON G.L. (1975). - "Transform faults and longitudinal flow below the Midoceanic ridge". *J. Geophys. Res.*, 80, n° 11, p. 1399-1428.
- VOGT P.R., JOHNSON G.L. et KRISTJANSSON L. (1980). - Morphology and magnetic anomalies North of Iceland. *J. of Geophysics*, 47, p. 67-80.
- VON HERZEN R. (1959). - Heat flow values from the south-eastern Pacific. *Nature*, 183, p. 882-883.
- WALTER P. et STOFFERS P. (1985). - Chemical characteristics of metalliferous sediments from eight areas on the Galapagos rift and East Pacific Rise between 2°N and 42°S. *Marine Geology*, 65, p. 271-287.
- WEISS R.F., LONSDALE P., LUPTON J.E., BAINBRIDGE A.E. et CRAIG H. (1977). - Hydrothermal plumes in the Galapagos rift. *Nature*, 267, p. 600-603.
- WHITE W.M. et BRYAN W.B. (1977). - Sr-isotope, K, Rb, Cs, Sr, Ba and rare-earth geochemistry of basalts from the FAMOUS area. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, n° 4, p. 571-576.
- WHITE R.S. et PURDY G.M. (1983). - Crustal velocity structure on the flanks of the Mid-Atlantic ridge à 24°N. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 75, p. 361-385.
- WHITE R.S. et WHITMARSH R.B. (1984). - An investigation of seismic anisotropy due to cracks in the upper oceanic crust at 45°N, Mid-Atlantic ridge. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 79, p. 439-467.
- WHITMARSH R.B. et LAUGHTON A.S. (1976). - A long-range sonar study of the Mid-Atlantic ridge crest near 37°N (FAMOUS area) and its tectonic implications. *Deep Sea Research*, 23, p. 1005-1023.
- WIENS D.A. et STEIN S. (1984). - Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 11442-11464.

- WILLIAMS D.C., VON HERZEN R.P., SCLATER J.G. et ANDERSON R.N. (1974). - The Galapagos spreading center : lithospheric cooling and hydrothermal circulation. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 38, p. 587-608.
- WILLIAMS D.L., BECKER K., LAWLER L.A. et VON HERZEN R.P. (1979). - Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 84, B 12, p. 6757-6769.
- WILLIAMS C.F., NARASIMHAN T.N., ANDERSON R.N., ZOBACK M.D. et BECKER K. (1986). - Convection in the oceanic crust : simulation of observations from Deep Sea Drilling Project Hole 504 B, Costa Rica Rift. *J. Geophys. Res.*, 91, B 5, p. 4877-4889.
- WILSON J.T. (1965). - A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, p. 343-347.
- WILSON D.S., HEY R.N. et NISHIMURA C. (1984). - Propagation as a mechanism of reorientation of the Juan de Fuca ridge. *J. Geophys. Res.*, 89, B 11, p. 9215-9225.
- WOODSIDE J.M. (1972). - The Mid-Atlantic ridge near 45°N. The gravity field. *Can. J. Earth Sciences*, 9, p. 942-959.
- WORZEL J.L. (1965). - Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges. *Colston Pap.*, 17, p. 335-361.
- YEL'NIKOV I.N. et ZONENSHAYN L.P. (1985). - Structure of the sedimentary section of the Red Sea, from the seismic data. *Geotectonics*, 19, n° 4, p. 337-347.
- YEL'NIKOV I.N., ZONENSHAYN L.P. et SOROKHTIN O.G. (1985). - Structure of the sedimentary cover in the Red Sea rift in the vicinity of 18°N. *Oceanology*, 25, n° 5, p. 623-628.
- ZONENSHAYN L.P., KOGAN L.I., SAVOSTIN L.A., GOLMSTOCK A.Ja. et GORODNITSKII A.M. (1980). - Tectonics, crustal structure and evolution of the Galapagos triple junction. *Marine Geology*, 37, p. 209-230.
- ZONENSHAYN L.P., MONIN A.S., SOROKHTINE O.T. (1981). - Tectonique du rift de la Mer Rouge dans la région 18°N. Traduit du russe par T. Juteau. Publié dans *Académie des Sciences d'URSS*, n° 2, p. 3-21, VDK 551-242-2(267,5).
- ZONENSHAYN L.P., SAVOSTIN L.A. et SEDOU P.A. (1984). - Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 y. *Geotectonics*, 18, n° 3.

ANNEXES

MÉTHODOLOGIE

I - TRAITEMENT DES NAVIGATIONS DE PLONGEES (PROGRAMME DEPCY)

La navigation des plongées en submersible CYANA est effectuée à l'aide d'un système de balises acoustiques situées à 200 m au-dessus du fond. La navigation brute obtenue peut être traitée à terre à l'aide du programme DEPCY. Ce programme permet d'obtenir une navigation filtrée dans laquelle tous les points aberrants sont enlevés. Le filtrage peut s'effectuer à partir de la vitesse de la soucoupe et de sa giration maximum pour un temps donné. L'interpolation entre deux points successifs (toutes les 30 secondes) est linéaire.

Pour toutes les plongées traitées lors de ce travail, il a été considéré une vitesse, entre deux points successifs, comprise entre 0,2 et 2,5 Nds, et une giration maximum de 30 degrés/seconde. Une interpolation en pointillés est donnée lorsque plus de cinq points successifs sont supprimés.

II - ETABLISSEMENT DES CARTES GEOLOGIQUES

Les observations géologiques ont été portées sur les navigations de plongées à l'échelle de 1/1000^e, 1/5000^e et 1/10000^e, avec un point toutes les 30 secondes.

Le recalage des navigations entr'elles a été effectué en plusieurs étapes :

1) toutes les navigations ont été remises dans un cadre géographique. Une différence de 500 m environ en latitude et 200 m en longitude existait entre les plongées de Cyatherm (1982) et Cyarise (1984).

2) ce décalage a été réduit en considérant les données géologiques. Ainsi, le site de la chaînette, reconnu lors de deux missions, a permis de recalibrer les deux cartes obtenues.

3) la dernière étape consistait à ajuster chaque plongée aux intersections avec d'autres plongées, à l'aide des observations sur le fond.

Les cartes géologiques obtenues sont, pour le site A et le site B, ainsi que pour le site des biologistes à 12°48'N, à des précisions au minimum de la cinquantaine de mètres et même meilleures pour les sites hydrothermaux explorés par de nombreuses plongées. Les cartes générales (carte couleur hors texte) sont d'une précision de l'ordre de 50 à 150 m, suivant les plongées et les zones. Par exemple, dans la zone 11°30'N, une mauvaise navigation acoustique lors de la campagne Cyatherm (1982) donne certainement dans certains cas, une précision de 100 à 150.

III - DONNEES BATHYMETRIQUES DE LA DORSALE EST-PACIFIQUE

Les données bathymétriques ont été obtenues lors de quatre campagnes différentes : Searise (1980), Clipperton (1981), Geometep III (1983) et une campagne de Rhodes Island (P.J. Fox) (1983). La compilation de la bathymétrie a été faite manuellement (compilation S. Monti, IFREMER). Les décalages maximum étaient de 500 m en dehors de la zone axiale et de 200 m maximum sur l'axe. Les artefacts (voir De Moustier et Kleinrock, sous presse) de certains faisceaux seabeam transverses à l'axe ont été levés à l'aide des profils longitudinaux sur l'axe même.

Les cartes bathymétriques où une couverture importante existe sont calées à une cinquantaine de mètres près ; les cartes à un ou deux profils seabeam sont de l'ordre de 100 à 200 m. La latitude de conservation d'échelle est N10 pour toutes les cartes.

IV - IMAGERIE SONAR LATERAL SEAMARK I

Les images obtenues proviennent d'une mission américaine de Rhodes Island (P.J. Fox) (1983). Les mosaïques ont été recalées manuellement sur les navigations de l'engin. Des décalages de 200 à 300 m apparaissent entre les cartes seabeam et les images sonar.

ANNEXE 1 : TABLEAU DES INVERSIONS DU CHAMP MAGNÉTIQUE

Tableau des inversions du champ magnétique depuis 27 M.A.
(d'après Mankinen et Dalrymple, 1979).

Périodes normales		Numéro	Noms	
Nouvelles valeurs	0,00 - 0,73 M.A.....	1	Brunhes	0,73
	0,90 - 0,97		Jaramillo	
	1,67 - 1,87	2	Olduvai	2,48
	2,01 - 2,04		Réunion	
	2,12 - 2,14			
	2,48 - 2,92	2A	Kaena	3,40
	3,01 - 3,05	2A	Mammoth	
	3,15 - 3,40	2A		
	3,80 - 3,90	3	Cochiti	3,40
	4,05 - 4,20	3	Nunivak	
	4,32 - 4,47	3	Sidufjall	
	4,85 - 5,00	3	Threva	
	5,26 - 5,43	3A		
	5,57 - 5,77	3A		
	6,22 - 6,34			
	6,54 - 6,61	4		
	6,68 - 7,08	4		
	7,16 - 7,21	4		
	7,59 - 7,88	4A		
	8,08 - 8,16	4A		
	8,37 - 8,45			
	8,56 - 8,73	5		
	8,77 - 9,10	5		
	9,11 - 9,39	5		
	9,42 - 9,71	5		
	9,73 - 10,00	5		
	10,12 - 10,17			
10,64 - 10,71				
11,20 - 11,38	5A			
11,52 - 11,79	5A			
12,15 - 12,18				
12,28 - 12,33				
12,55 - 12,74				
12,94 - 13,21				
13,46 - 13,88				
14,00 - 14,48				
14,70 - 14,80	5B			
14,98 - 15,12	5B			
16,14 - 16,44	5C			
16,48 - 16,67	5C			
16,74 - 16,94	5C			
17,56 - 17,91	5D			
18,14 - 18,16	5D			
18,61 - 19,16	5D			
19,45 - 20,60	6			
21,06 - 21,35	6A			
21,58 - 21,92	6A			
22,13 - 22,29				
22,50 - 22,60				
22,83 - 23,25	6B			
23,56 - 23,74	6C			
23,86 - 24,11	6C			
24,37 - 24,55	6C			
25,90 - 26,02	7			
26,09 - 26,40	7			
26,83 - 27,02	7A			

MATU-
YAMA
GILBERT GAUSS

ANNEXE 2 : CARTES BATHYMÉTRIQUES DE LA DORSALE EST-PACIFIQUE
DE 10°N À 14°30'N

+

+

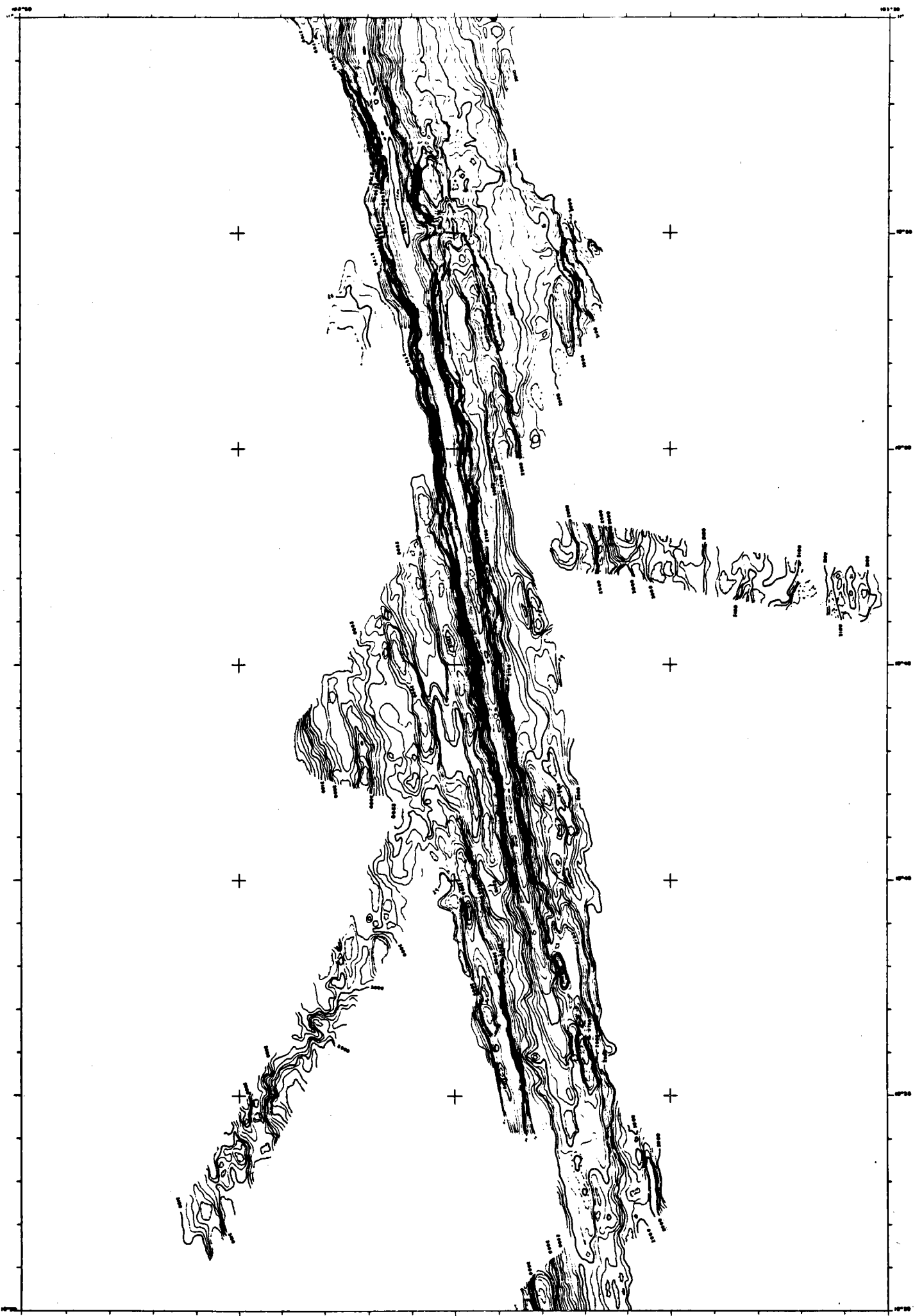
+

+

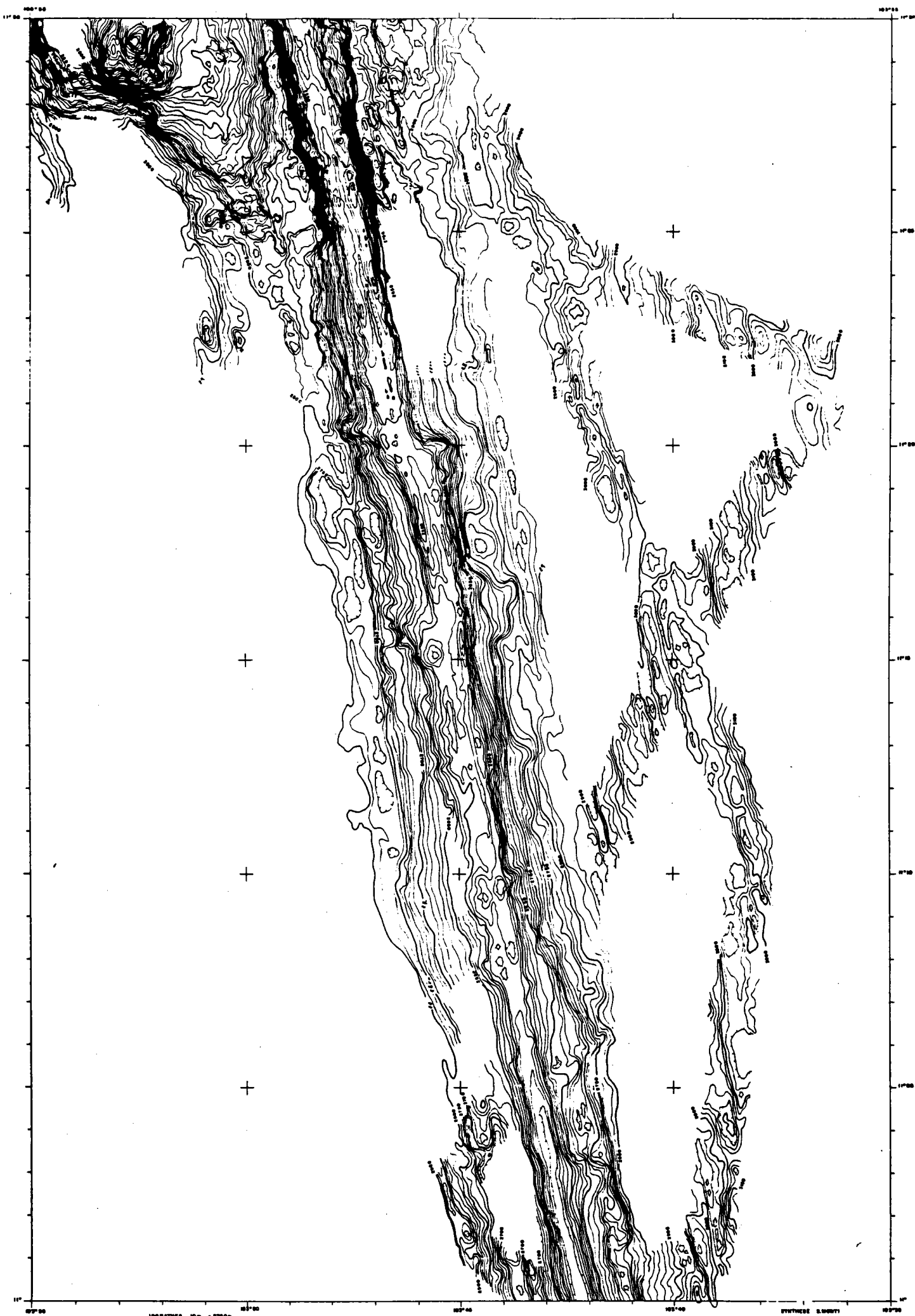
+

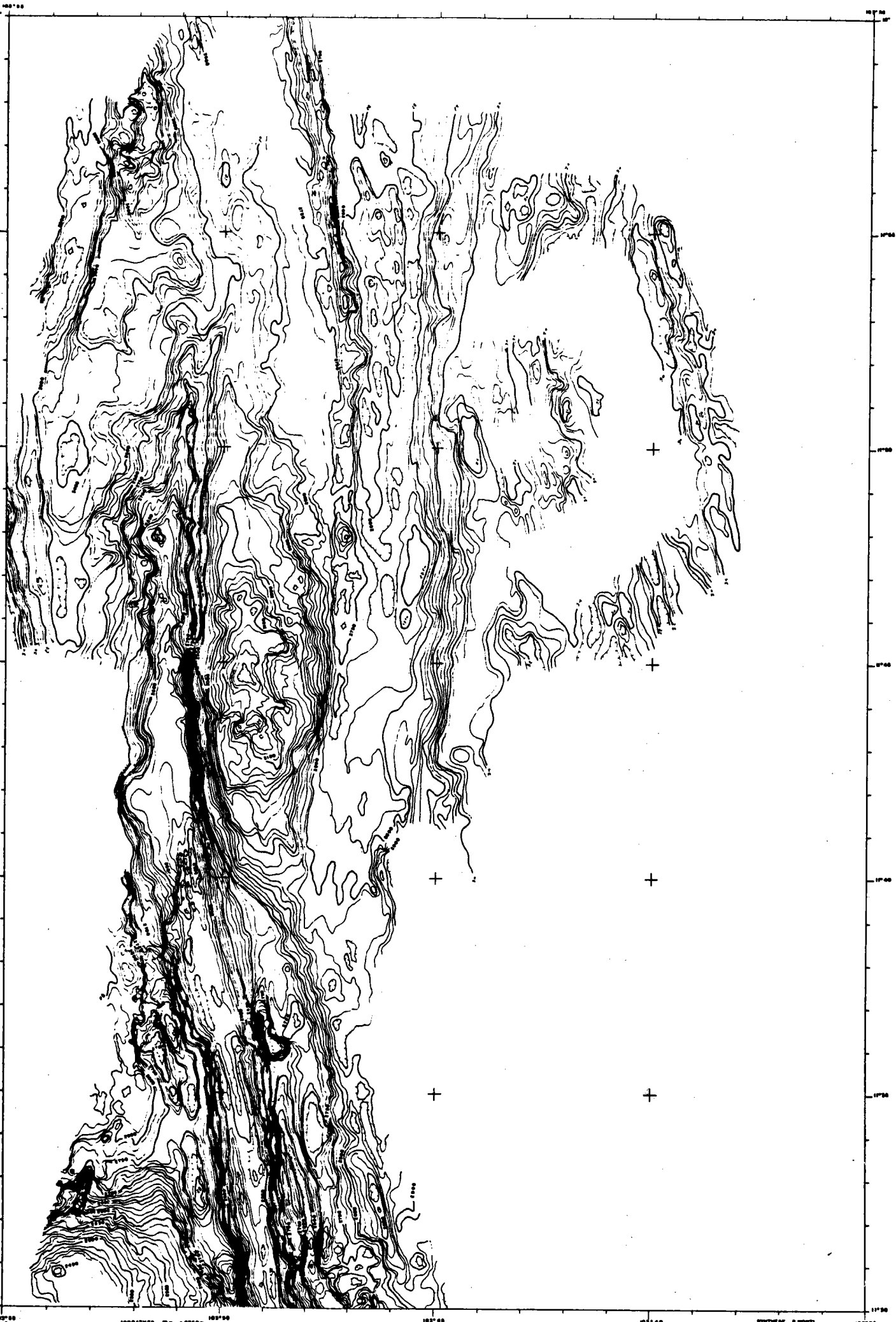
+

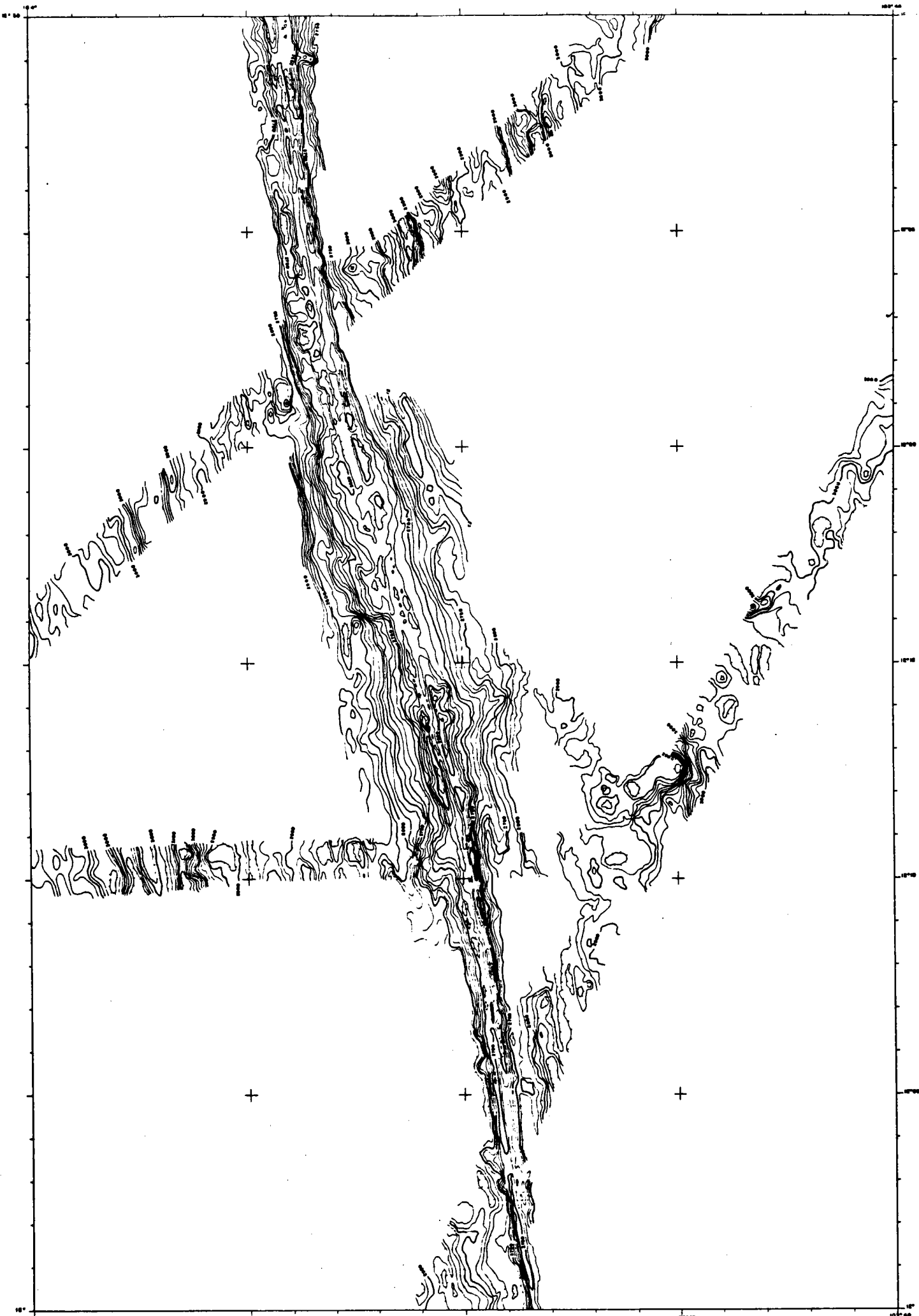




100° 00' 100° 10' 100° 20' 100° 30' 100° 40' 100° 50' 100° 00' 100° 10' 100° 20' 100° 30' 100° 40' 100° 50'





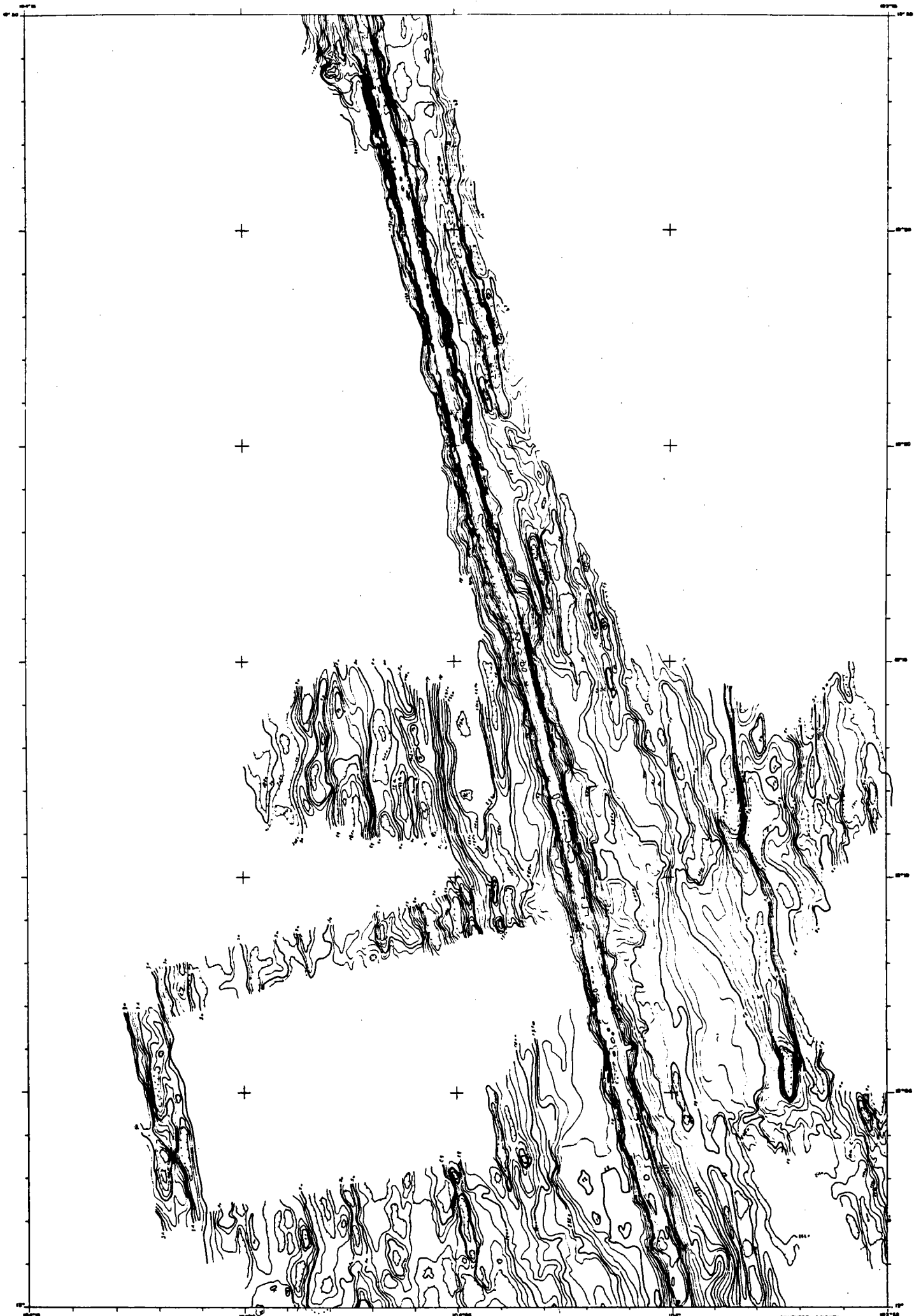




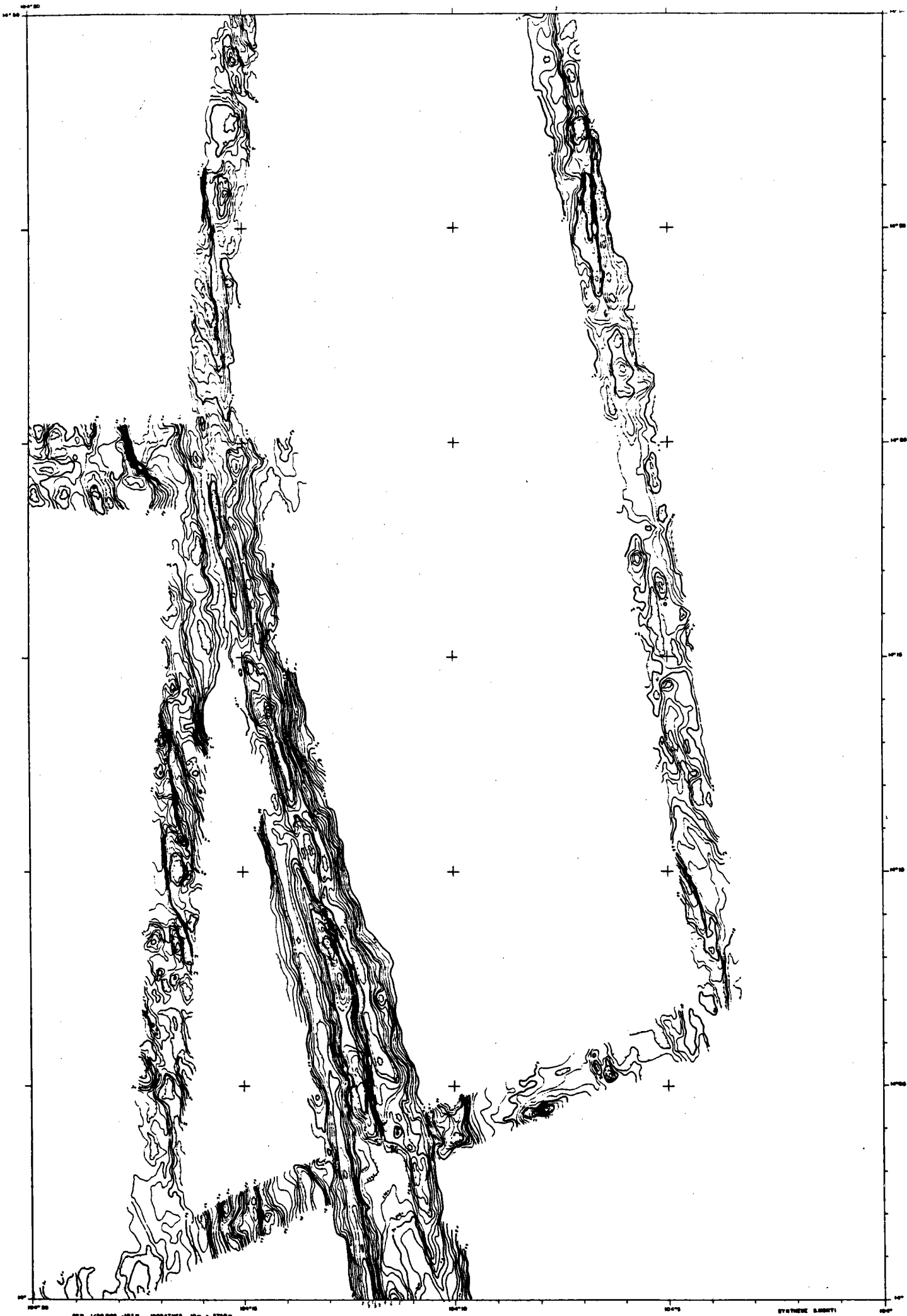
6

ISOBATHES 100 - 2700.
500 - 2700.

SYNTHESIS 3 MONTH



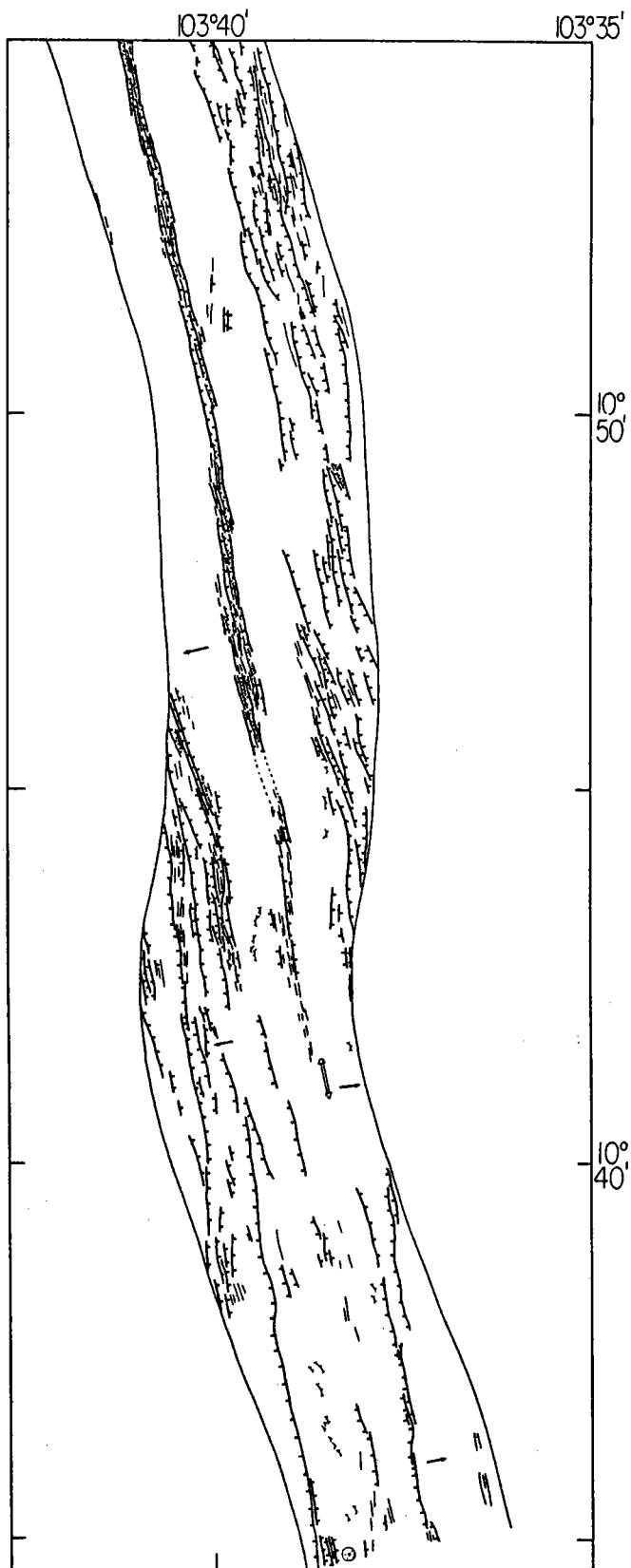


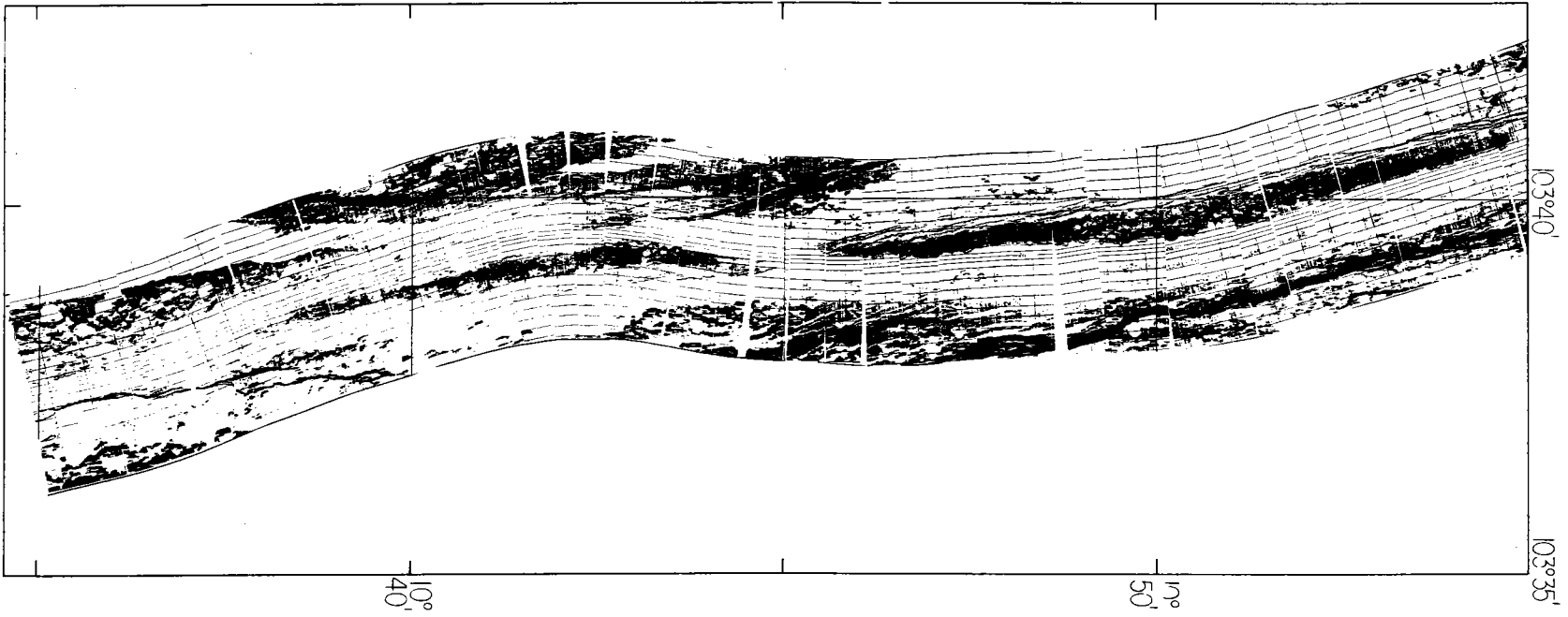


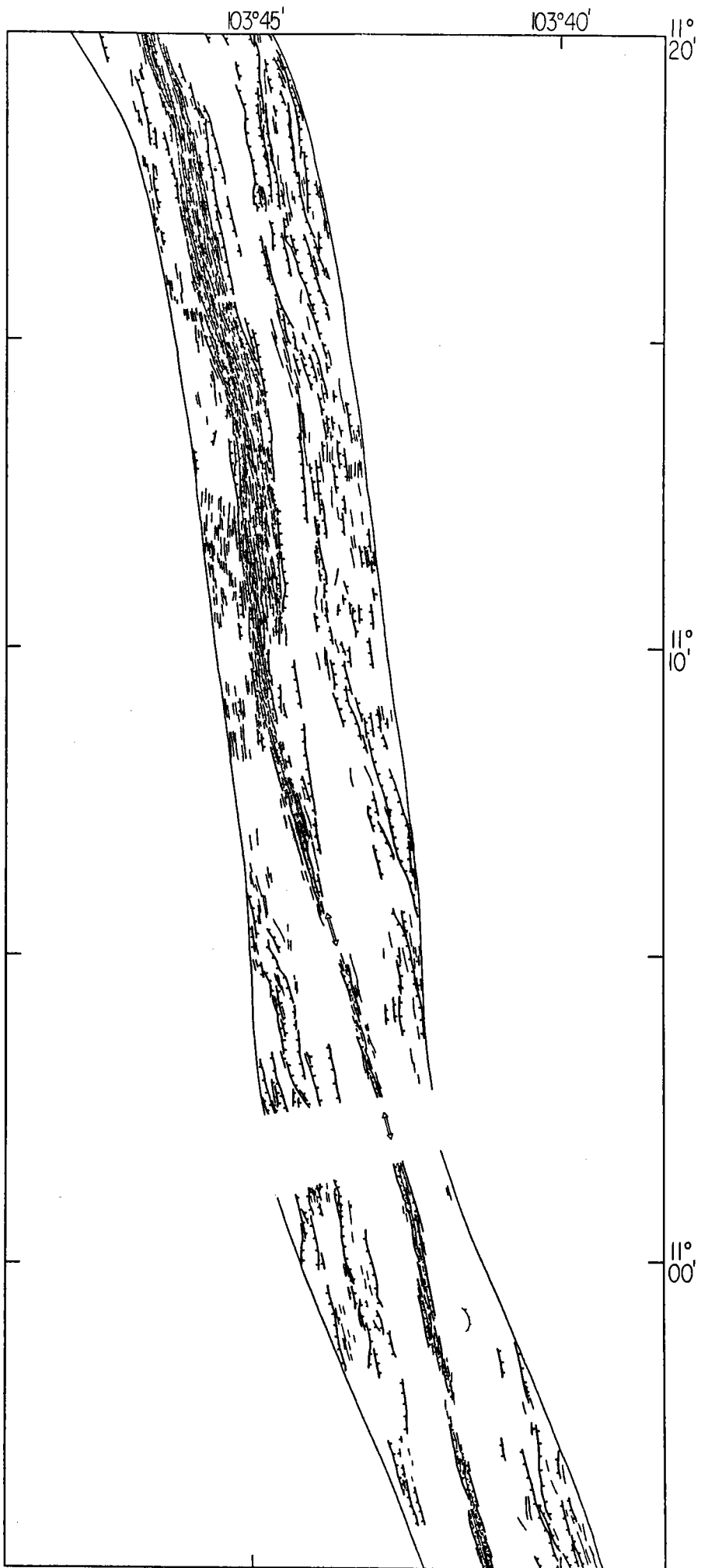
SCR. 1/50000 - 10° S ISOBATHES 10m - 2750m
20m - 2750m

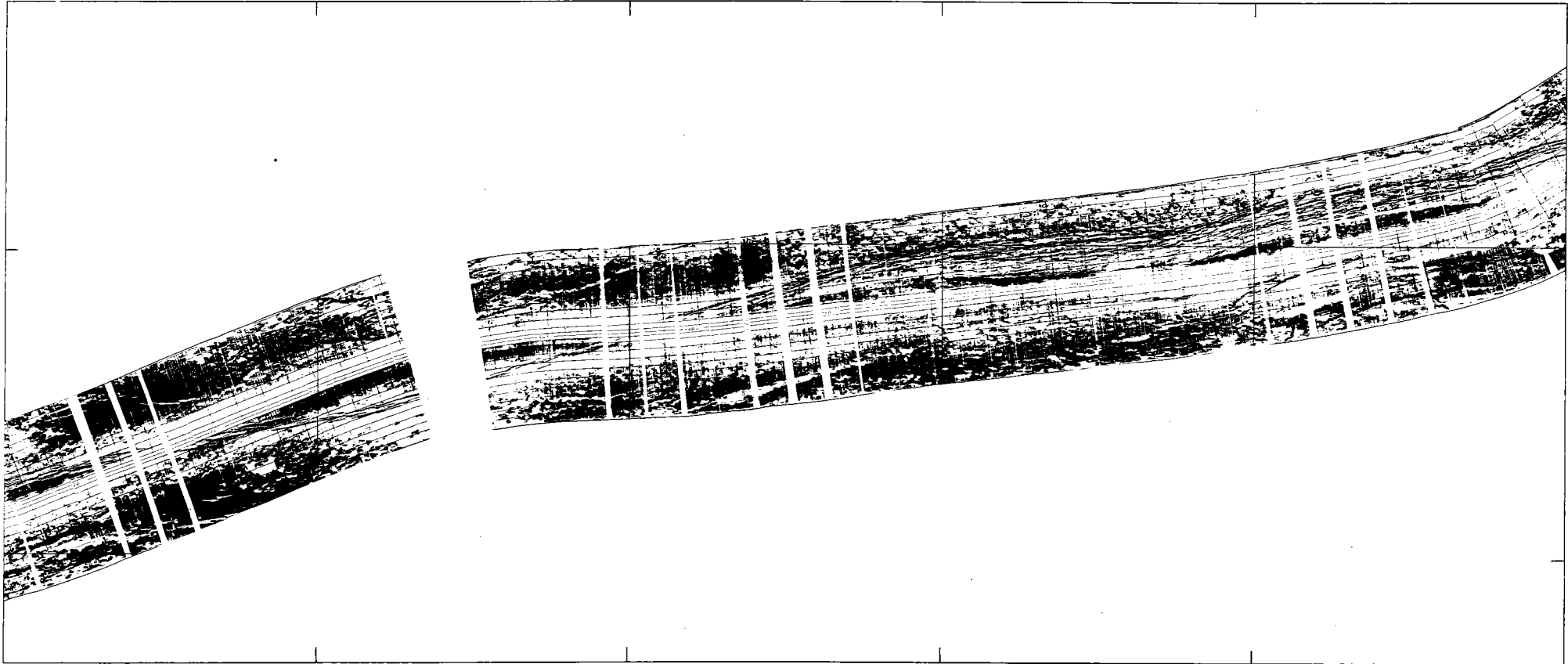
SYNTHETIC LIGHTS

ANNEXE 3 : IMAGES DU SONAR LATÉRAL SEAMARK I DE 10°35'N À
13°15'N SUR LA DORSALE EST-PACIFIQUE ET LEUR
INTERPRÉTATION









11°
00'

11°
00'

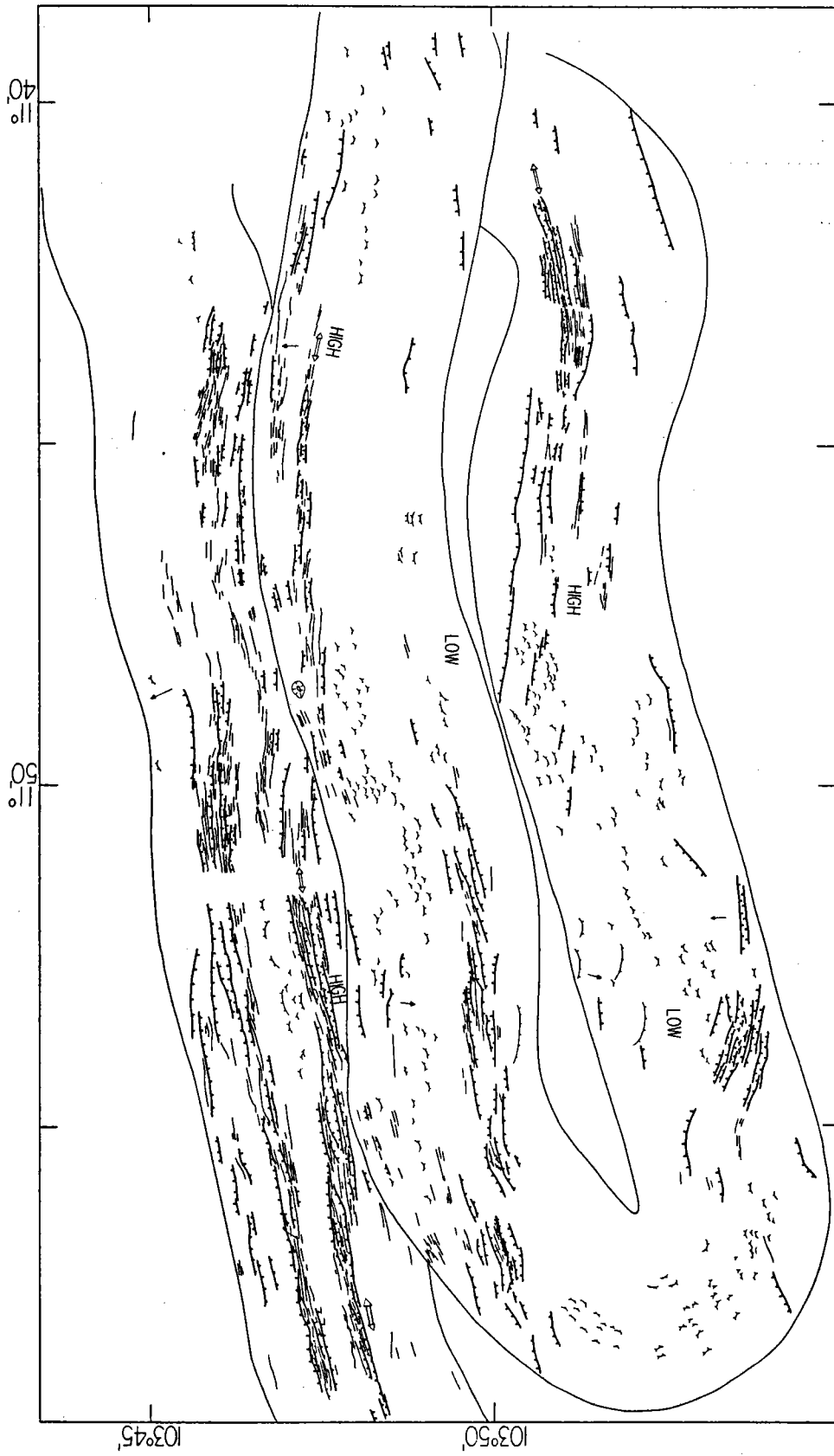
11°
20'

103°45'

103°40'









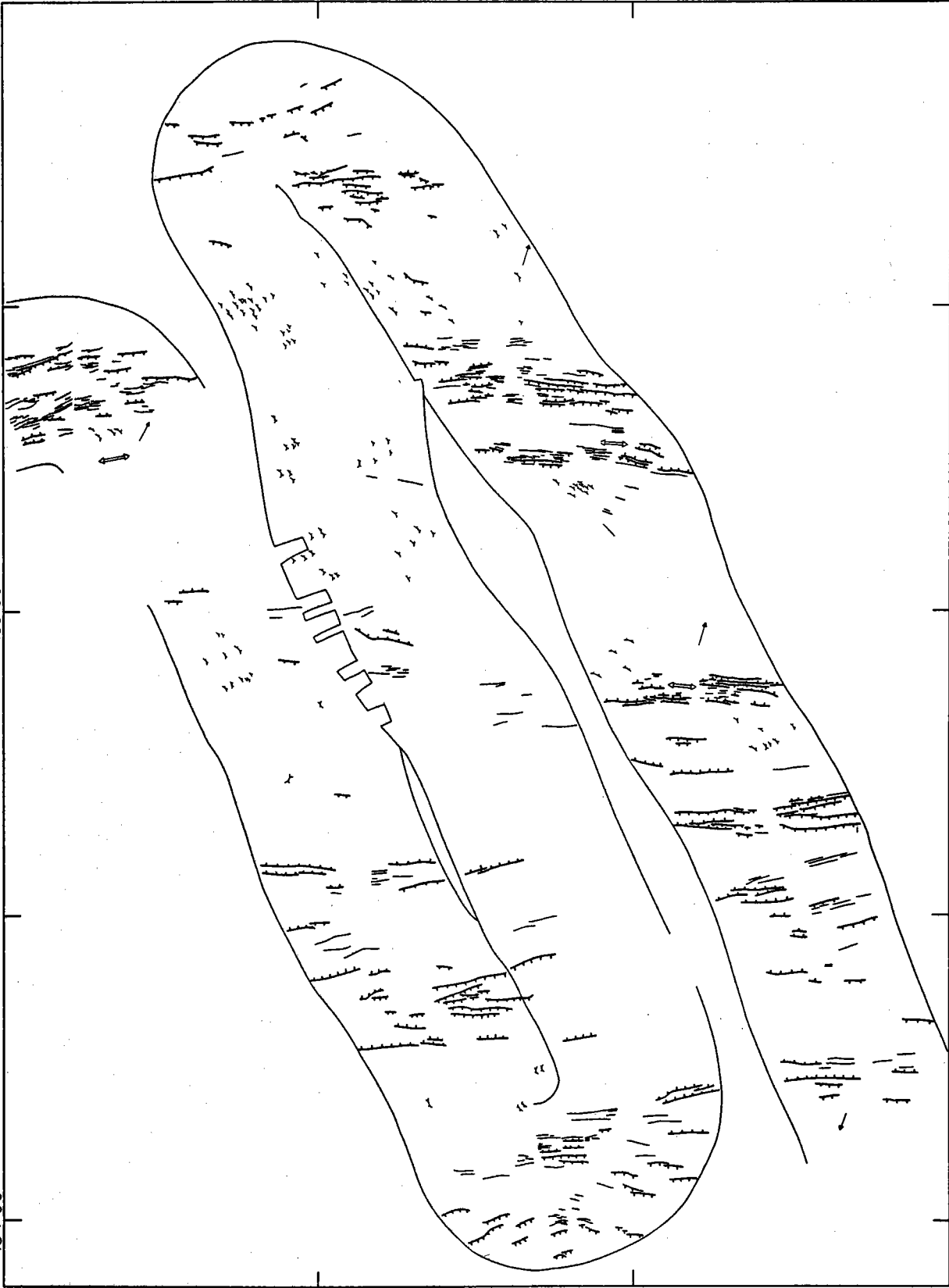
103°40'

11° 50'

11° 40'

103°50'

104°00'



103°40'

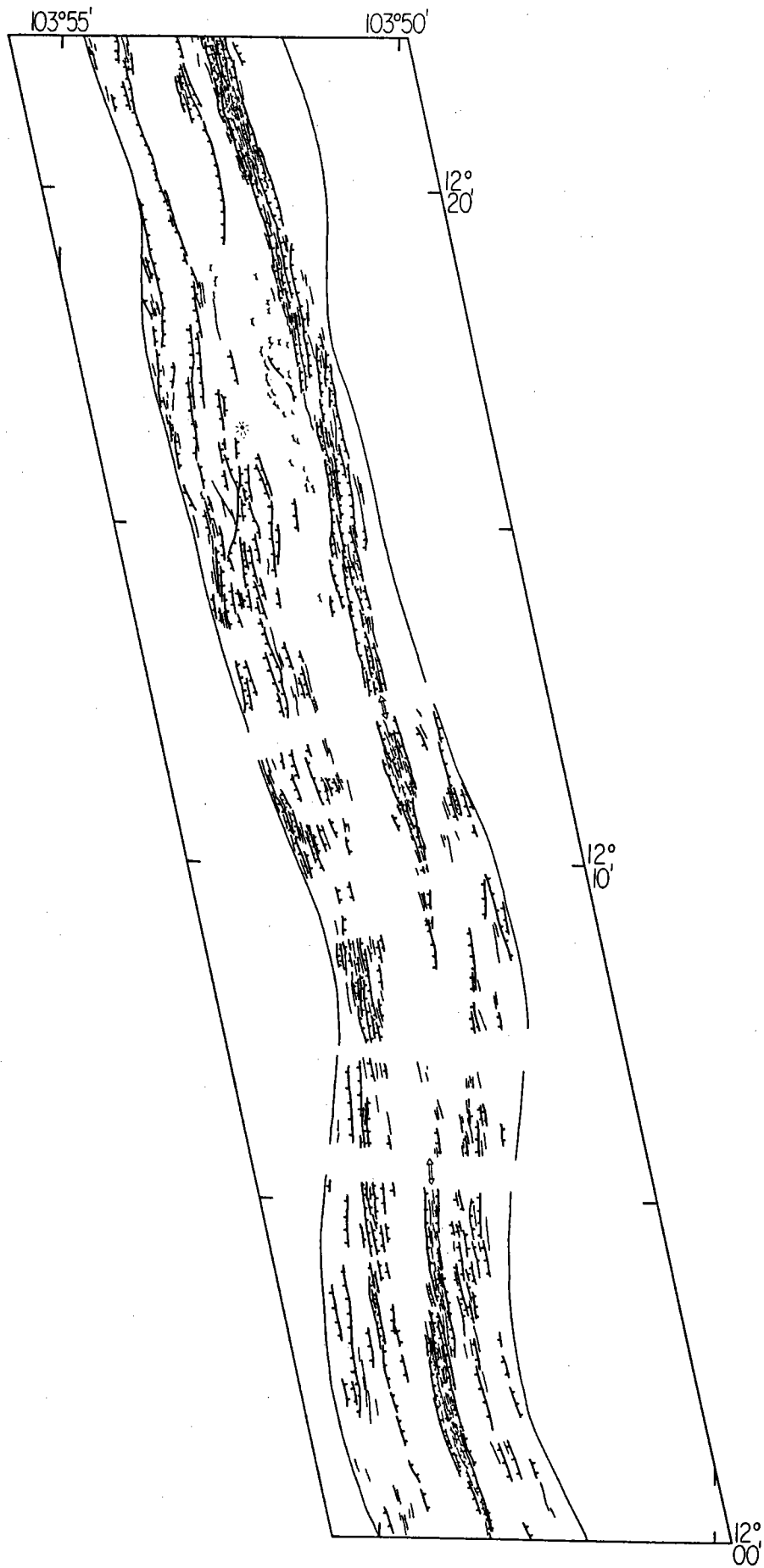
11°50'

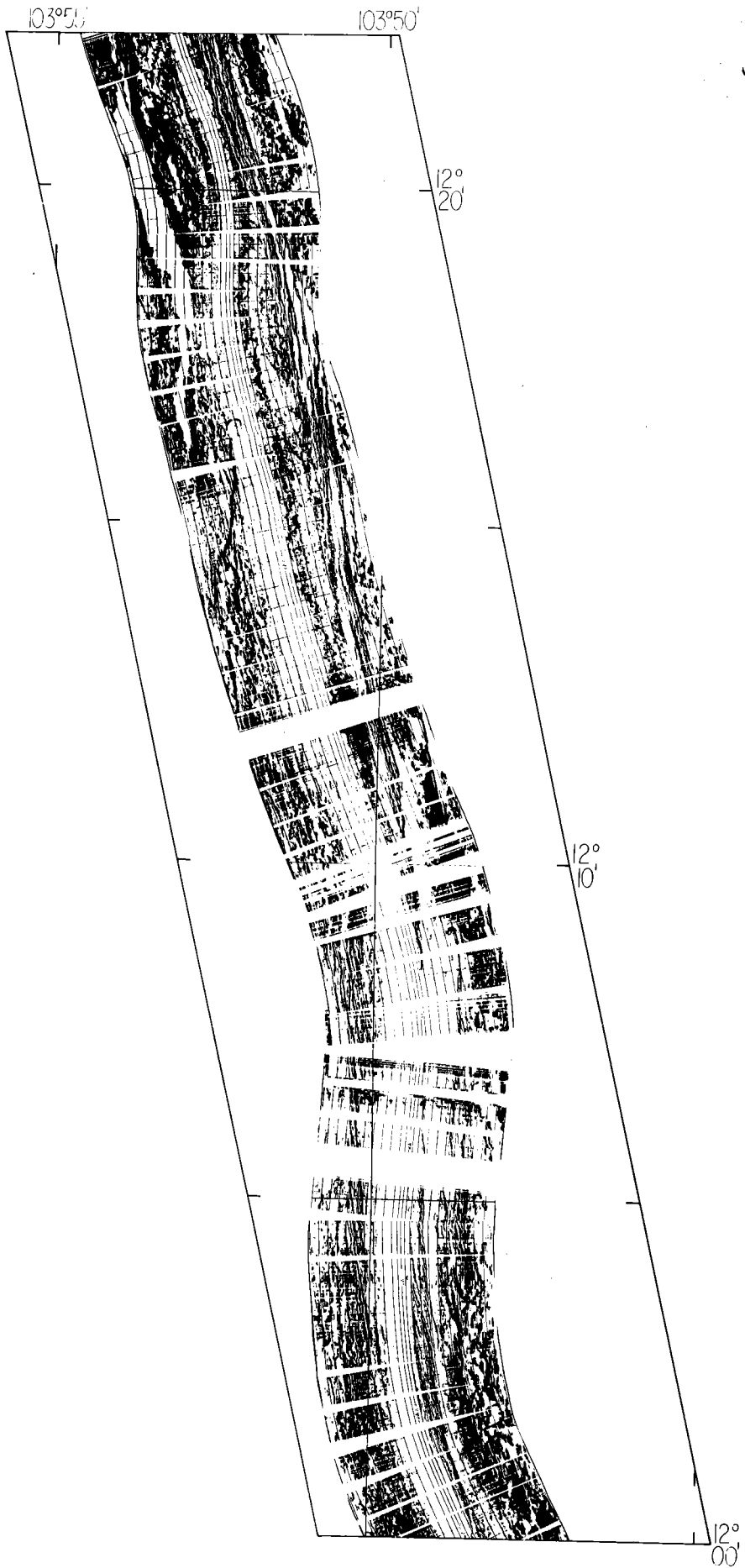
11°40'

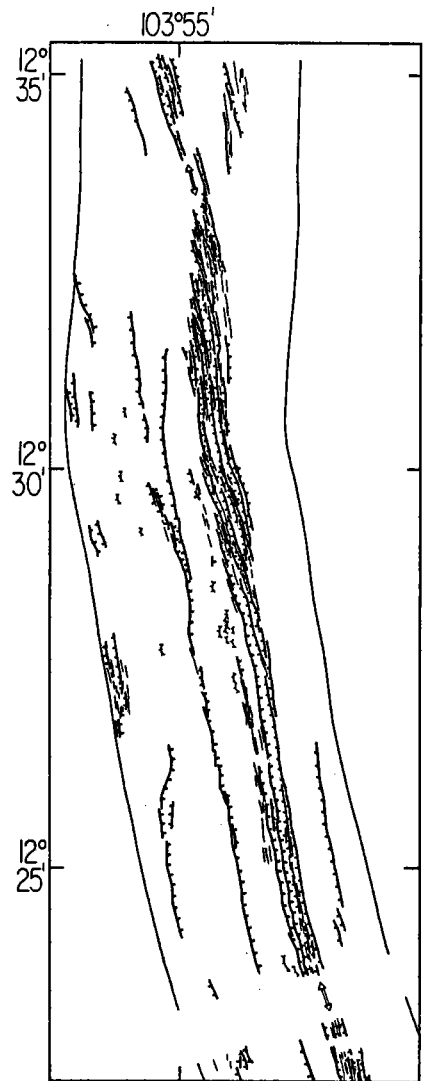
103°50'

104°00'

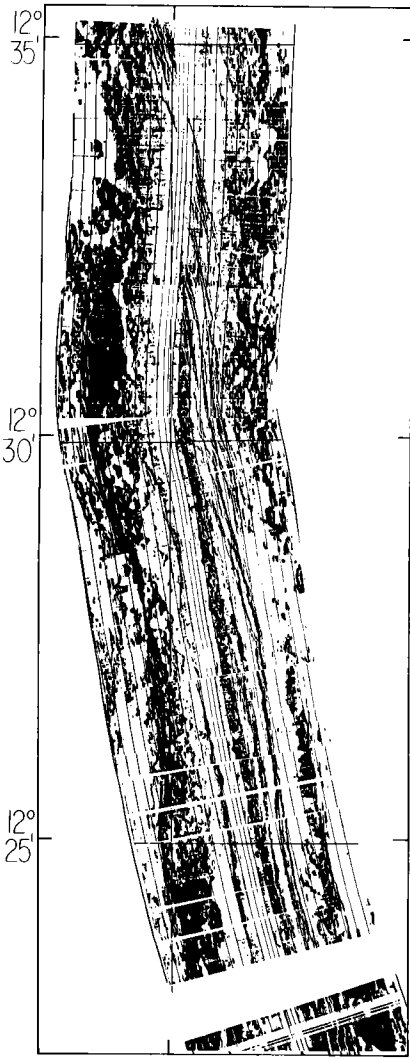








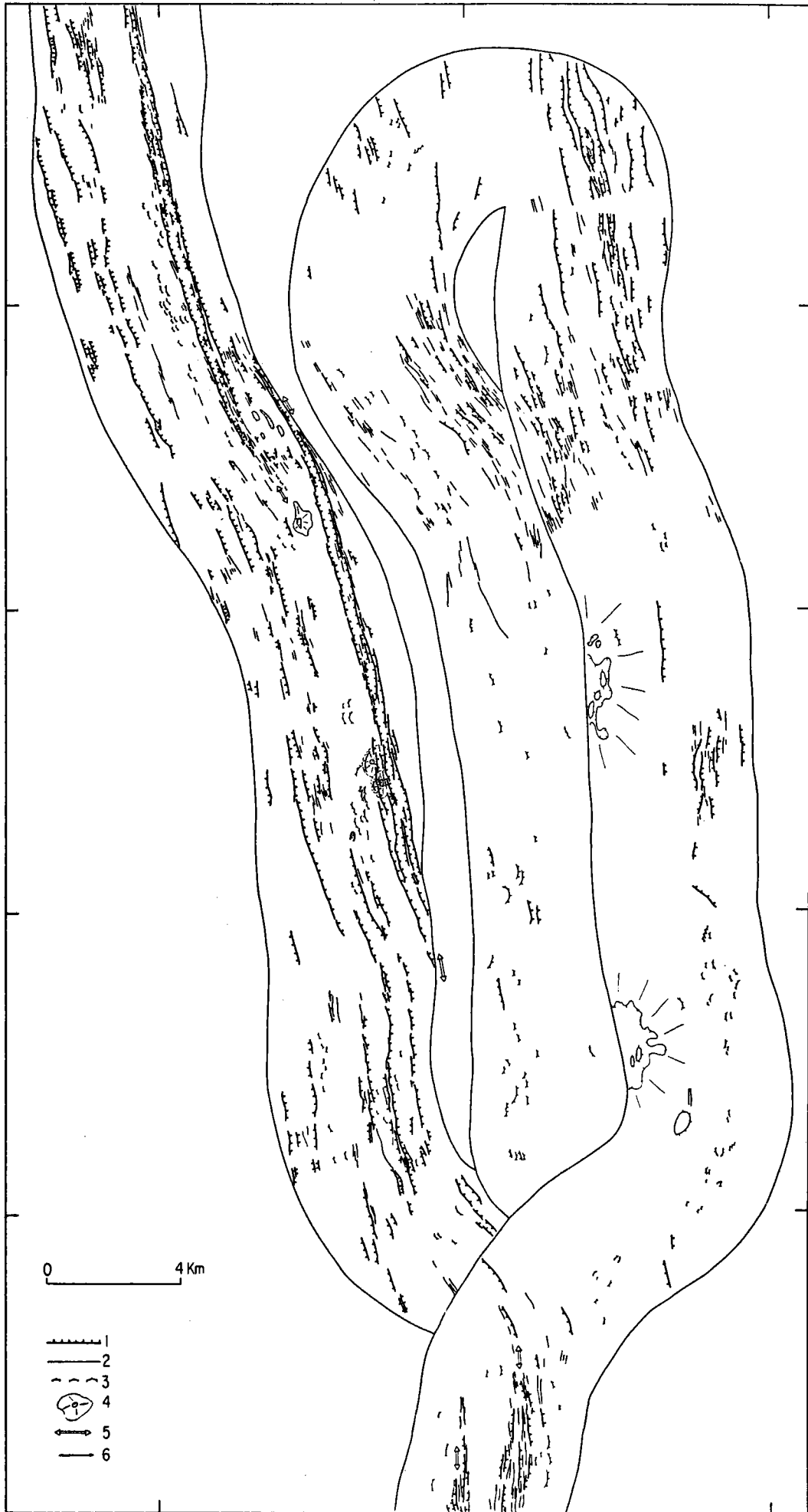
103°55'



104°00'

103°50'

13°00'



12°50'

12°40'

0 4 Km

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

104°00'

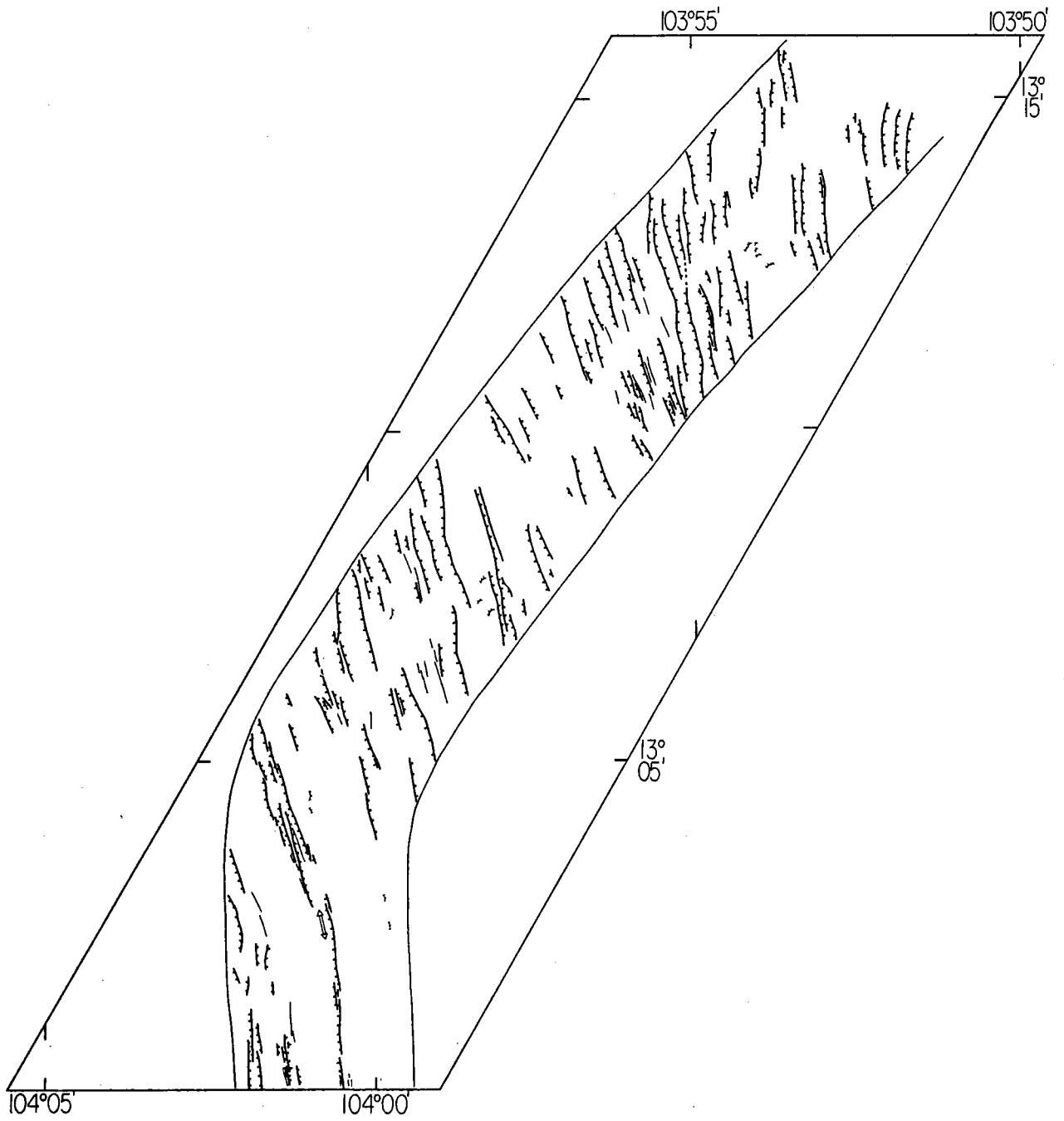
103°50'

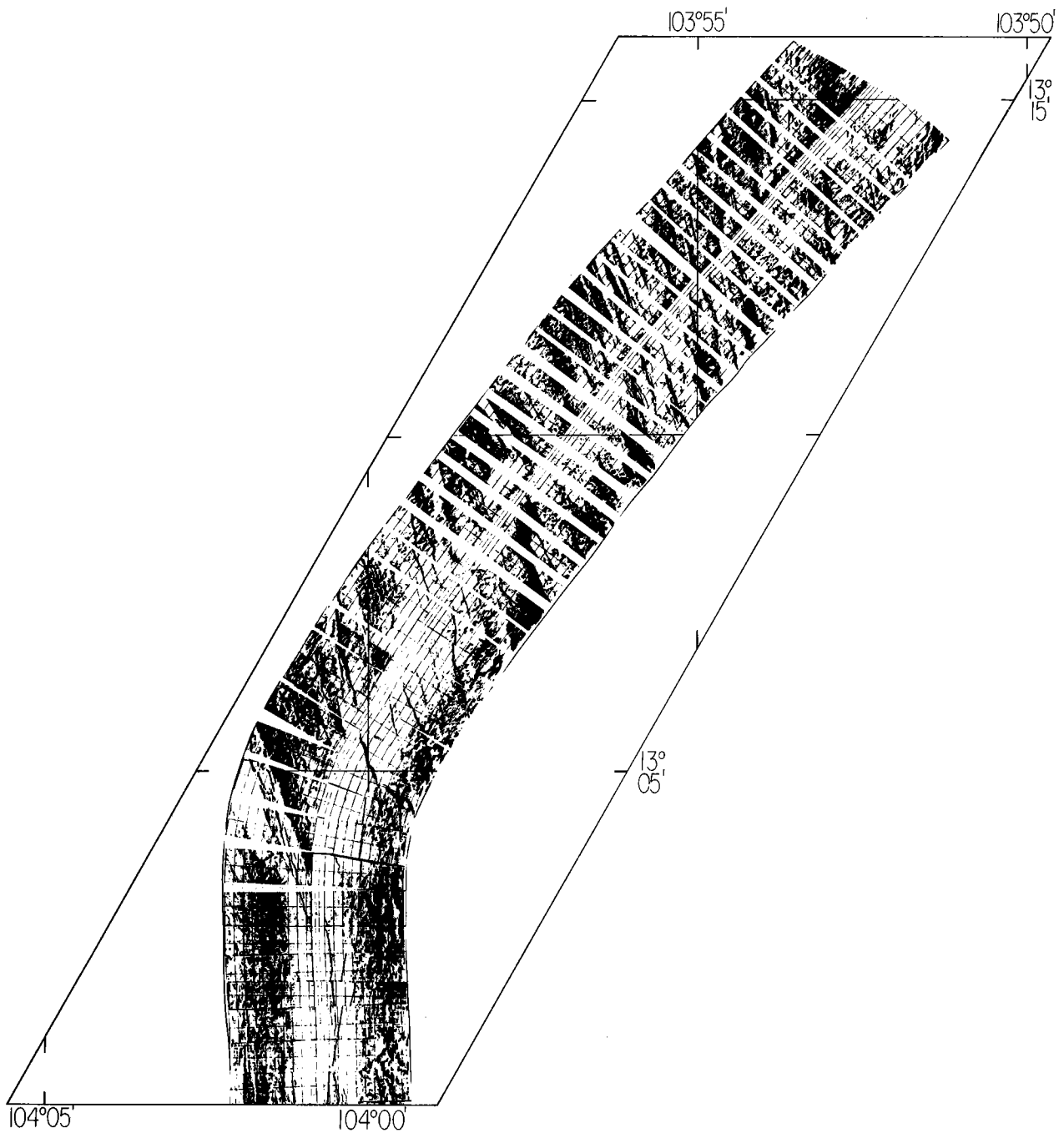
13°
00'



12°
50'

12°
40'





ANNEXE 4 : PHOTOGRAPHIES DE LA CROÛTE OCÉANIQUE À L'AXE DE
LA DORSALE EST-PACIFIQUE (SUBMERSIBLE CYANA)

PLANCHE 1 : VOLCANISME

Photo 1 : laves en coussins ("pillow lavas") caractéristiques du sommet des murs du graben axial (Cy 82.09, photo 236, 2584 m, campagne Cyatherm).

Photo 2 : laves massives (massive lavas) à aspect prismatique. Ces laves se rencontrent sur le fond du graben ou sur les murs sous les laves en coussins (Cy 82.07, photo 065, 2524 m, campagne Cyatherm).

Photo 3 : sections de laves en coussins qui montrent l'empilement des coulées, surplombant une section plus massive (Cy 82.09, photo 205, 2614 m, campagne Cyatherm).

Photo 4 : section de lave massive montrant le débit en prisme de ces laves (Cy 82.09, photo 165, 2627 m, campagne Cyatherm).

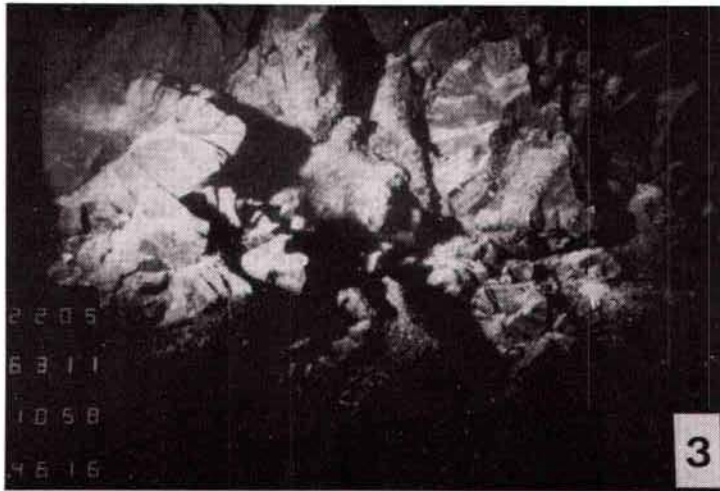
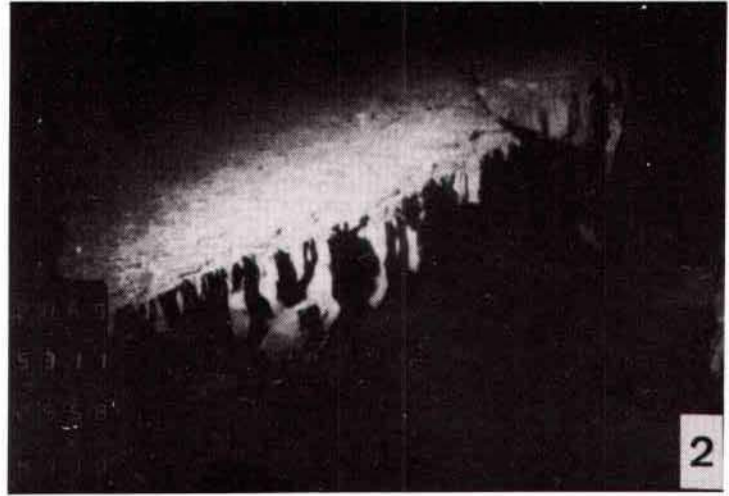
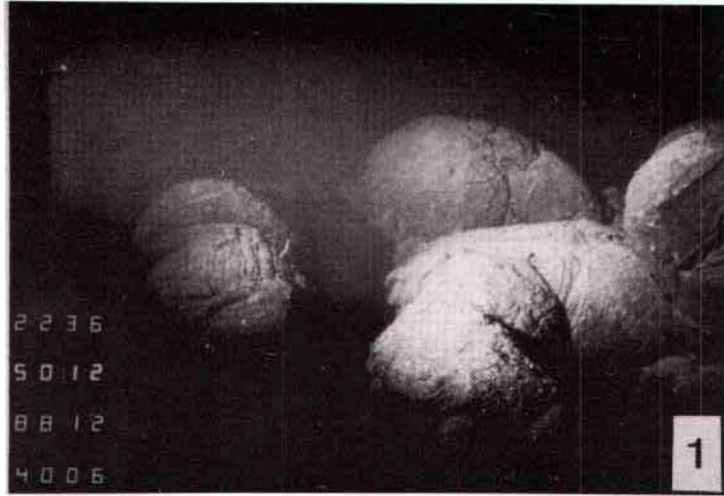


PLANCHE 2 : VOLCANISME

Photo 1 : laves drapées ("folded and rippled flows"). Ce type de lave est très peu abondant sur la dorsale Est-Pacifique (Cy 84.24, photo 219, 2638 m, campagne Geocyarise leg III).

Photo 3 : paroi de lac de lave montrant la striation due à l'abaissement progressif du lac de lave (Cy 84.13, photo , 2623 m, campagne Geocyarise leg II).

Photo 2 : lac de lave ("lava lake"). C'est un petit lac de lave montrant un pilier et le toit du lac de lave. Ces structures se rencontrent principalement au centre des grabens ou des sômes axiaux. Ce type représente les laves les plus fluides (Cy 82.31, photo 631, 2624 m, campagne Cyatherm).

Photo 4 : laves lobées ("lobate flow"). Laves équivalentes au toit des lacs de lave mais les dépressions très peu profondes sous-jacentes ne présentent jamais de piliers (Cy 82.08, photo 516, 2515 m, campagne Cyatherm).

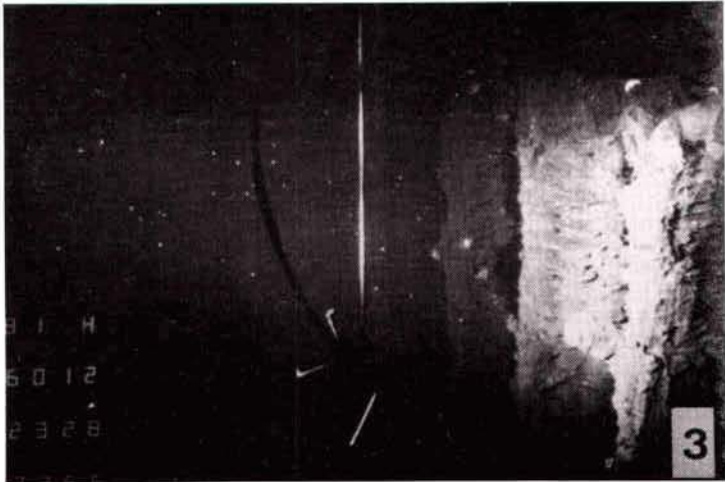
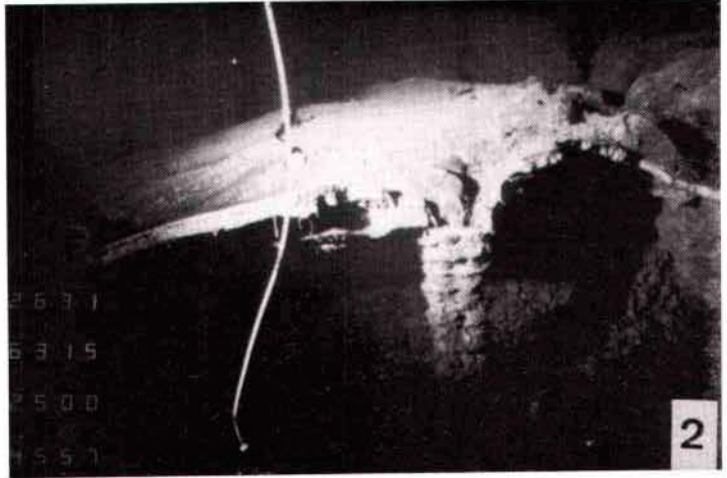
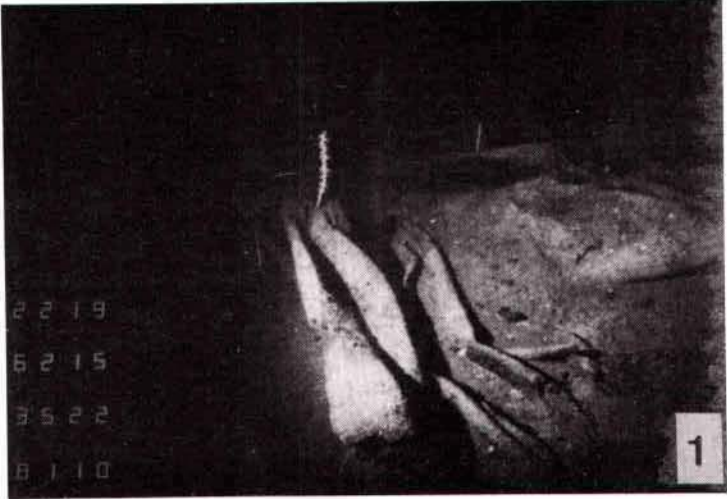


PLANCHE 3 : VOLCANISME ET SEDIMENTATION

Photo 1 : pilier de lac de lave ennoyé dans une coulée postérieure de lave lobée. Cette photo montre les événements volcaniques successifs qui ont lieu et l'absence de tectonique depuis leur formation, le pilier étant toujours en place (Cy 82.09, photo 530, 2635 m, campagne Cyatherm).

Photo 3 : sédiments dans un ancien lac de lave dont on aperçoit la paroi. L'épaisseur est d'environ 1,50 m à 2 m. Photo prise à environ 6 km de l'axe (Cy 82.17, photo 055, 2814 m, campagne Cyatherm).

Photo 2 : sédiments sur laves lobées à environ 500 m de l'axe. L'épaisseur est de quelques centimètres montrant que le matériel volcanique n'est pas très récent (Cy 82.08, photo 881, 2505 m, campagne Cyatherm).

Photo 4 : sédiments sur des laves de morphologie assez plane donnant une couche sédimentaire uniforme (Cy 82.17, photo 045, 2813 m, campagne Cyatherm).

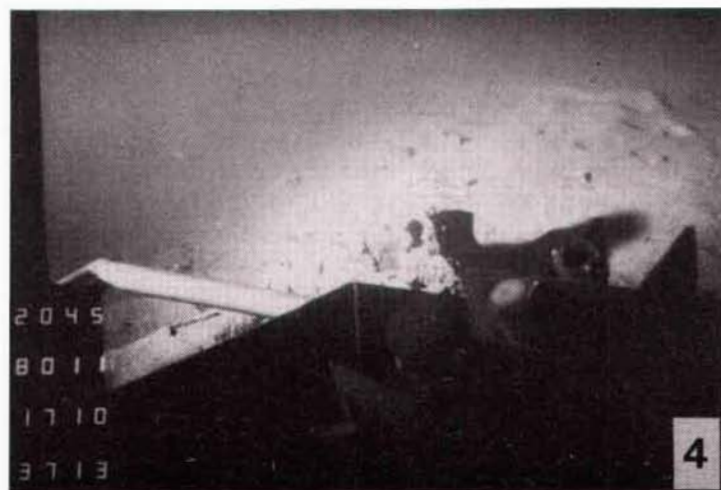
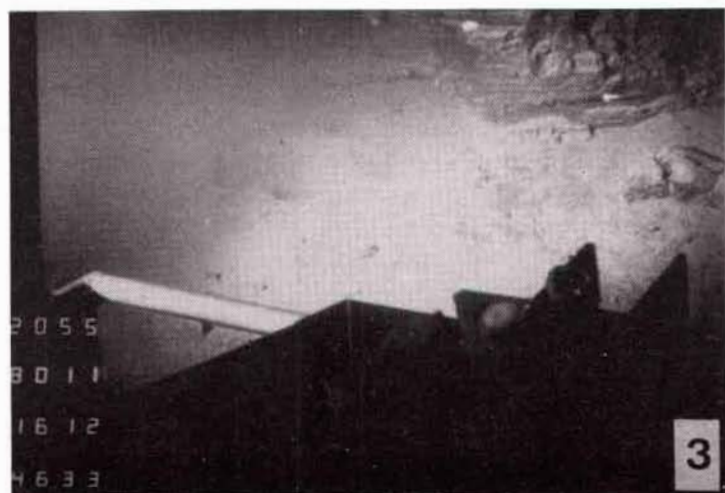
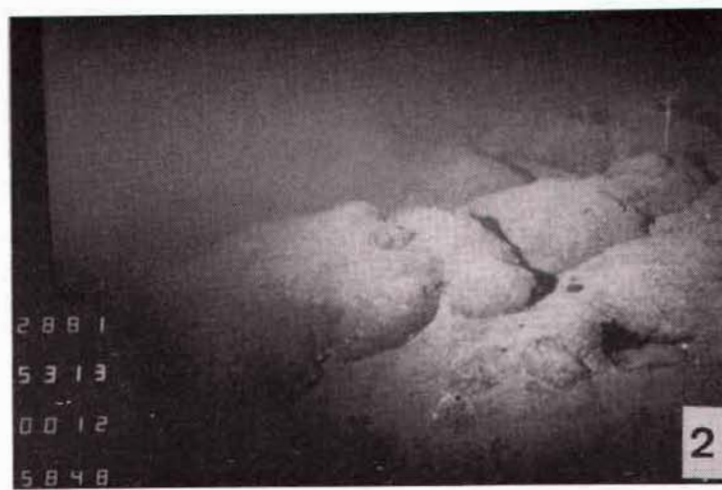


PLANCHE 4 : TECTONIQUE

Photo 1 : fissure dans des laves massives. Cette photo montre la sinuosité de la fissuration sur le plancher du graben axial (Cy 82.09, photo 586, 2609 m, campagne Cyatherm).

Photo 2 : deux fissures avec des directions orthogonales dans des laves drapées ou massives. Les fissures perpendiculaires à la direction générale du graben sont toutes d'extension très réduite. Elles peuvent correspondre à des contraintes locales ou à des fractures dues au refroidissement de petits dômes de lave (Cy 82.09, photo 630, 2605 m, campagne Cyatherm).

Photo 3 : regard de faille normale sur un mur du graben axial mettant en évidence les sections de laves en coussins. Les rejets peuvent atteindre 10 à 20 m. Cette section montre les coussins enveloppés dans une coulée de lave, l'ensemble reposant sur des laves plus massives (Cy 82.07, photo 532, 2475 m, campagne Cyatherm).

Photo 4 : regard de faille normale au fond du graben axial dans une coulée de lave massive. Cette photo montre la surface de contact, au sommet de la coulée, vitrifiée sur quelques centimètres (Cy 82.09, photo 351, 2611 m, campagne Cyatherm).

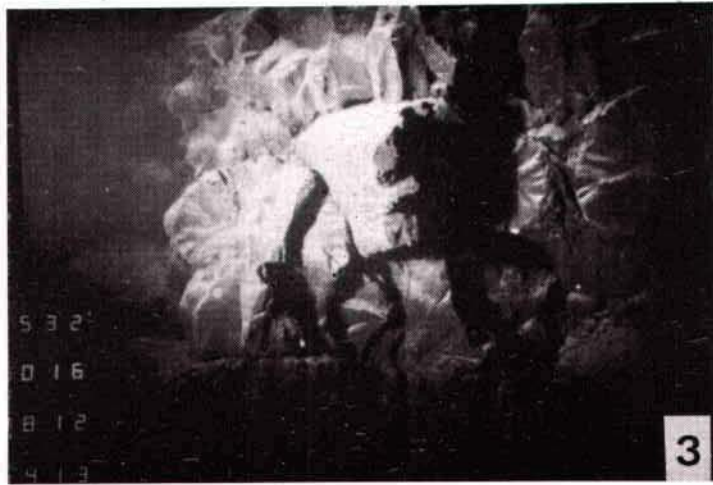
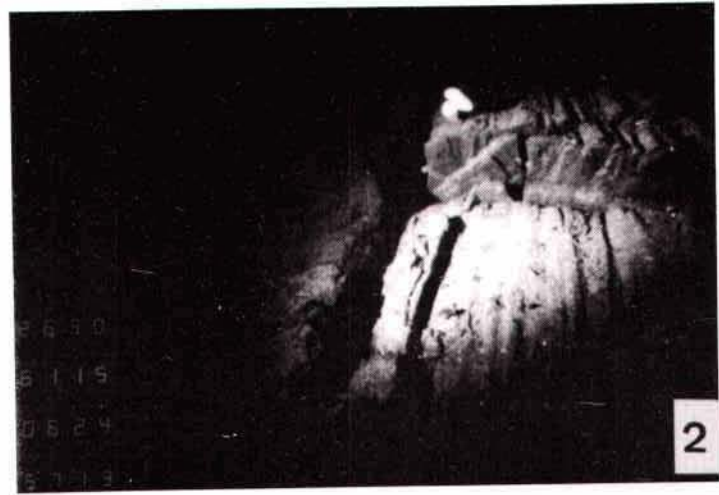
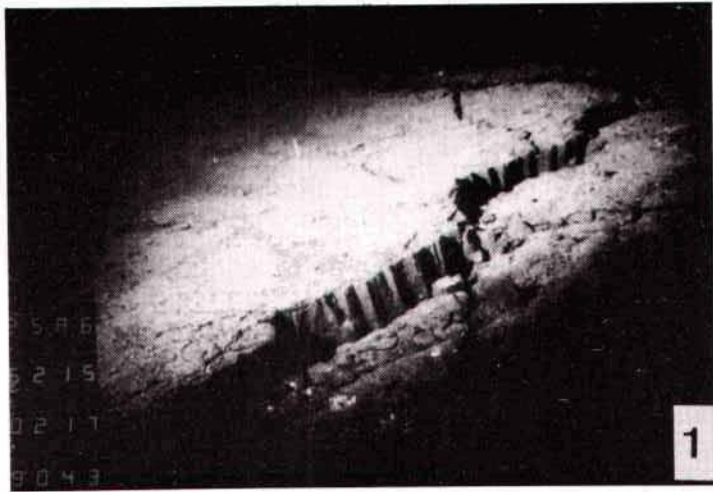


PLANCHE 5 : TECTONIQUE

Photo 1 : talus d'éboulis, au pied des murs du graben, de fragments de laves en coussins de différentes tailles. Ces éboulis correspondent au désagrègement des pans de mur isolés par faille (Cy 82.07, photo 189, 2523 m, campagne Cyatherm).

Photo 3 : fissure à travers des éboulis montrant l'activité tectonique très récente au pied des murs du graben (Cy 82.07, photo 068, 2524 m, campagne Cyatherm).

Photo 2 : fragments de laves massives au pied d'une faille, sur le plancher interne du graben (Cy 82.09, photo 497, 2637 m, campagne Cyatherm).

Photo 4 : fragments de toit d'un lac de lave. Ces fragments sont des dalles plates ou arquées (Cy 84.14, photo 305, 2624 m, campagne Geocyarise leg II).

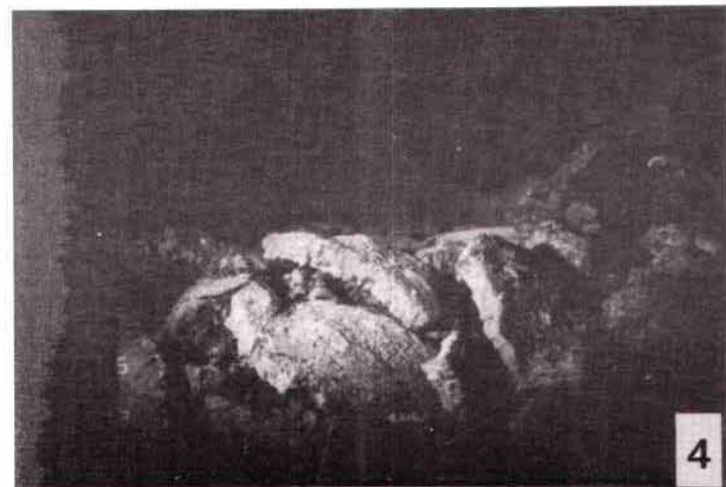
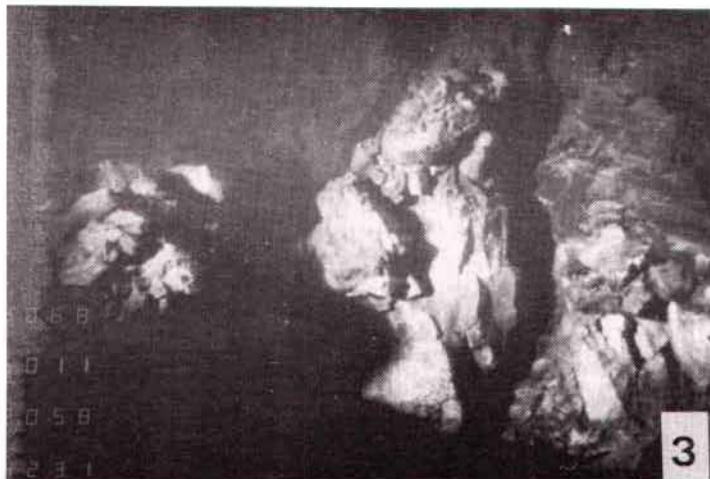


PLANCHE 6 : HYDROTHERMALISME

Photo 1 : émission hydrothermale de type "eau moirée" de basse température à travers des éboulis de basalte. Aucun ou peu de dépôts de sulfures sont associés à ce type d'émission (site à 11°28'N) (Cy 82.07, photo 201, 2526 m, campagne Cyatherm).

Photo 2 : fumeurs noirs haute température (300°C). Site Bryce Canyon à 12°47'N. Cheminées de type I à III (tableau 5) (Cy 82.31, photo 540, 2620 m, campagne Cyatherm).

Photo 3 : oasis de vie autour d'un fumeur de basse température type diffuseur. Site à 12°49'N (Cy 82.12, photo 527, 2622 m, campagne Cyatherm).

Photo 4 : cheminée type diffuseur (basse température) (type IV sur le tableau 5). Site des cathédrales (12°51'N) (Cy 84.13, photo 072, 2625 m, campagne Geocyarise leg II).

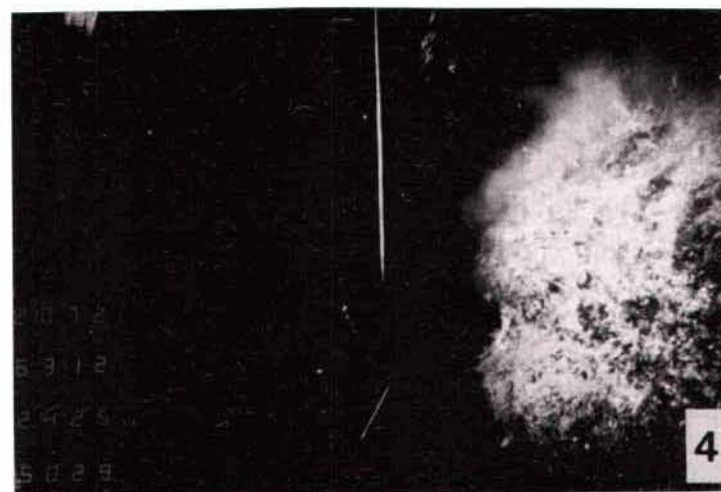


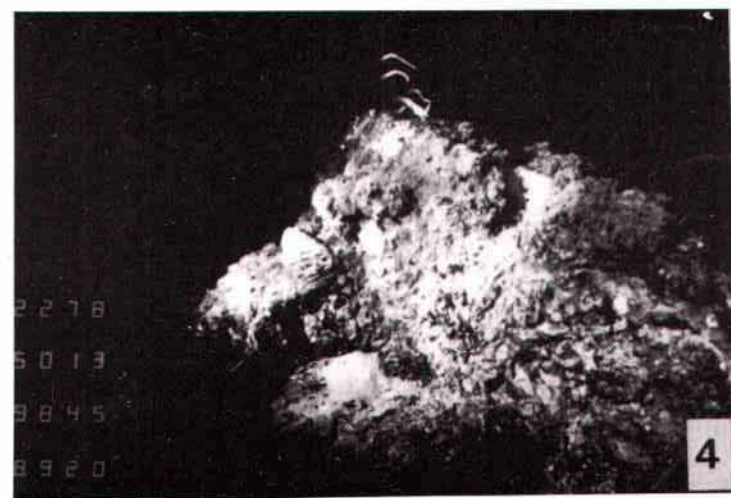
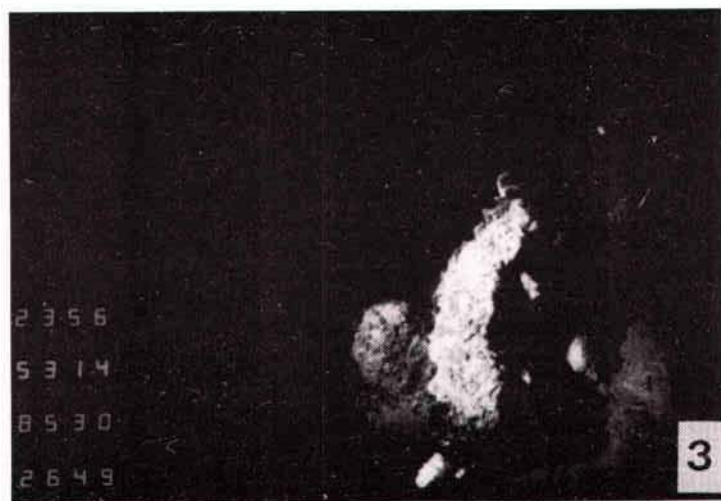
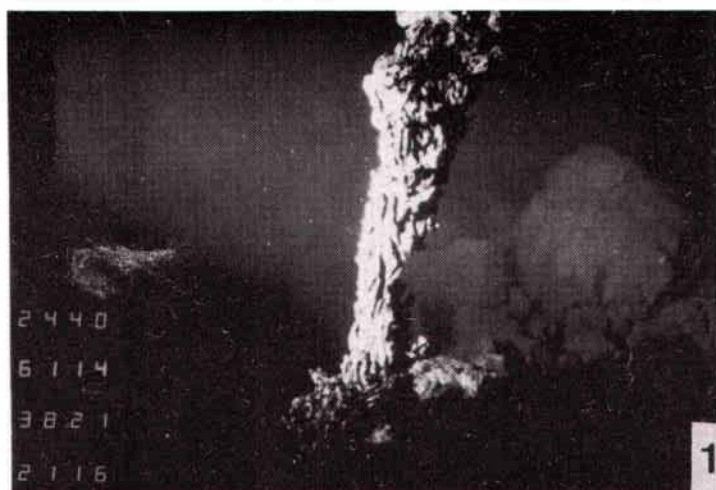
PLANCHE 7 : HYDROTHERMALISME

Photo 1 : petite cheminée inactive type sulfure de zinc ou sulfure poreux, sur des éboulis au fond du graben axial (Cy 82.09, photo 440, 2632 m, campagne Cyatherm).

Photo 2 : dépôts jaunâtres de quelques centimètres de haut (soufre natif ?) hors axe, au niveau du demi volcan en formation (Cy 84.24, photo 269, 2632 m, campagne Geocyarise leg III).

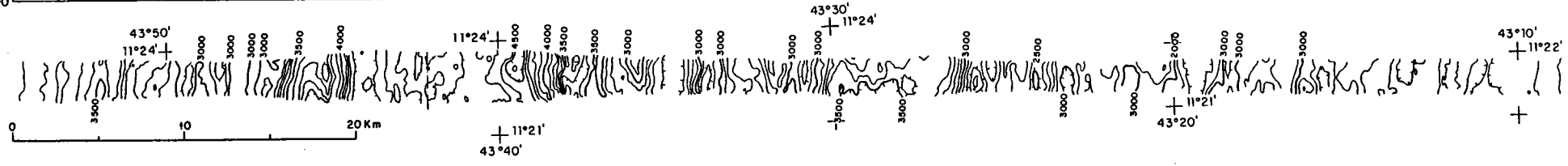
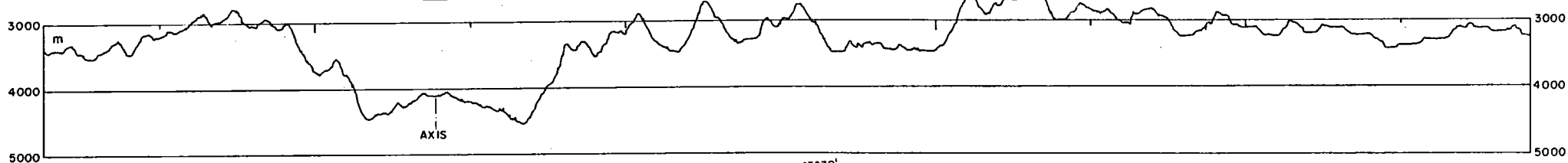
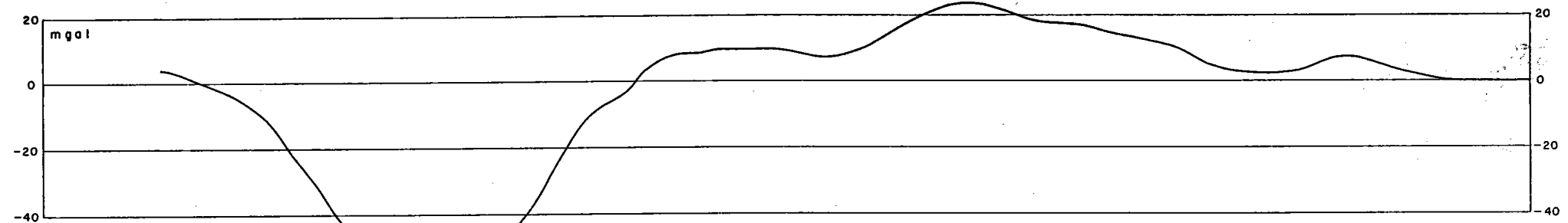
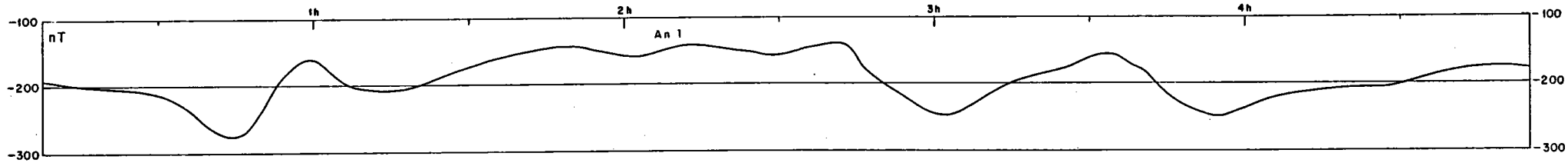
Photo 3 : cheminée effondrée au niveau d'un éboulis du pied du mur est, montrant que l'activité hydrothermale a eu lieu avant l'activité tectonique qui a créé le graben axial (Cy 84.29, photo 356, 2582 m, campagne Geocyarise leg III).

Photo 4 : amas sulfuré (poreux et plus ou moins massif) au sommet du mur et du graben. Le "stockwerk" d'alimentation du site hydrothermal a été observé sur le mur de faille (Cy 84.29, photo 278, 2598 m, campagne Geocyarise leg III).

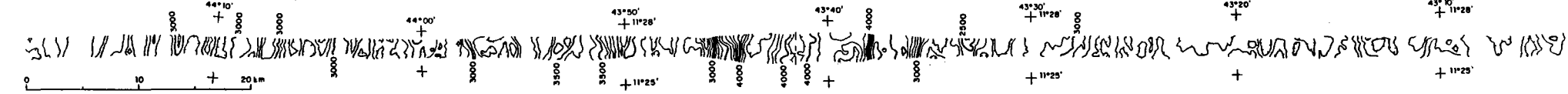
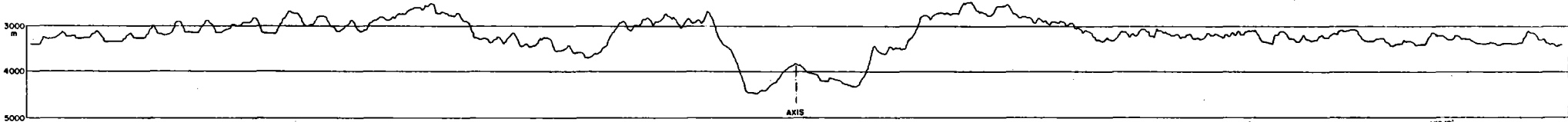
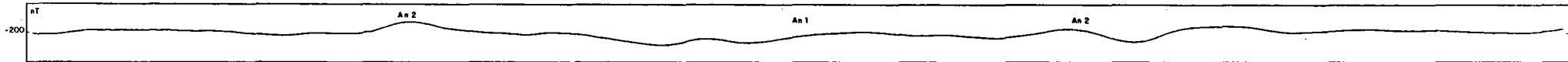


ANNEXE 5 : COUPES BATHYMÉTRIQUES, MAGNÉTIQUES ET GRAVIMÉTRIQUES
DE LA DORSALE MÉDIO-ATLANTIQUE NORD (CAMPAGNES VEMA
(1977) ET MAPCO (1979))

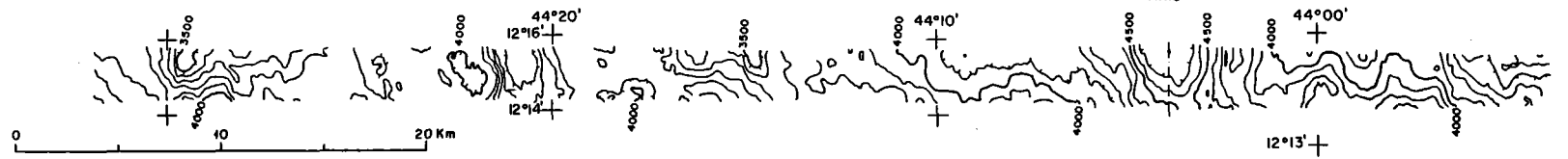
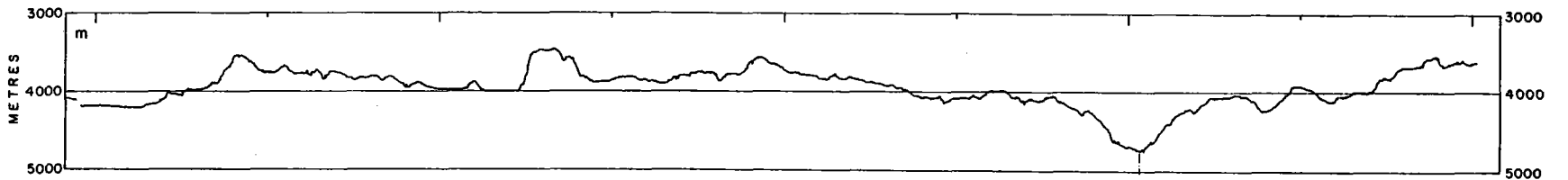
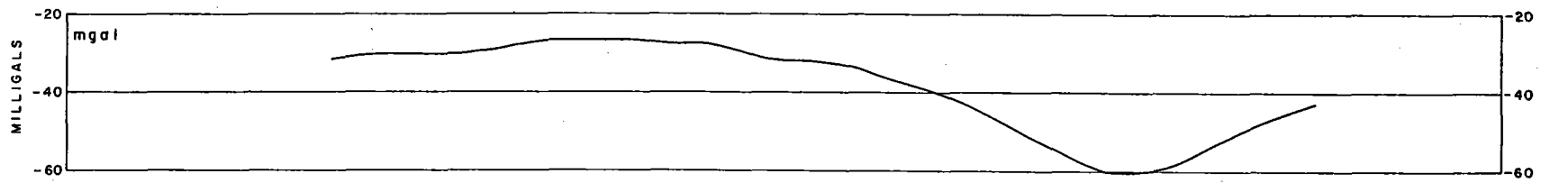
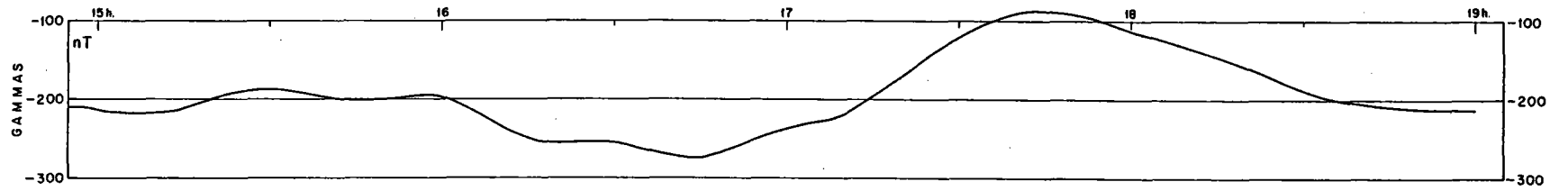
V. 11°23'N



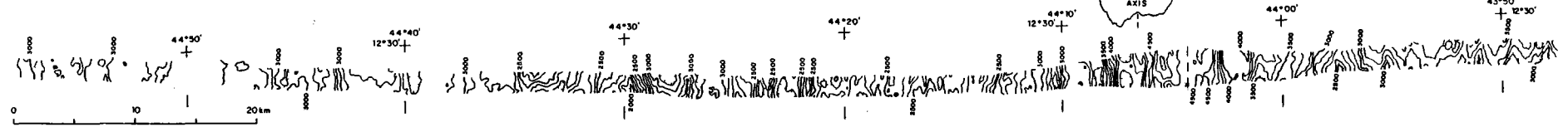
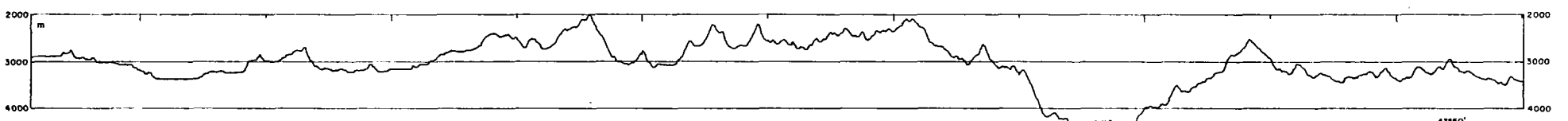
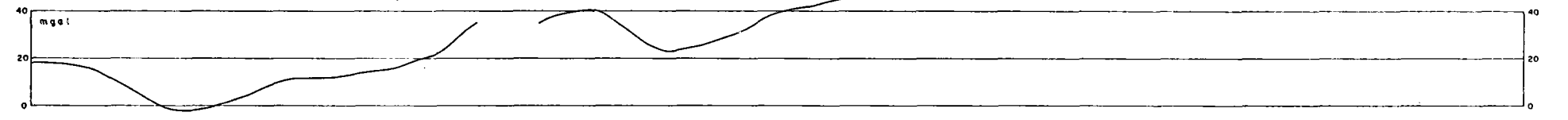
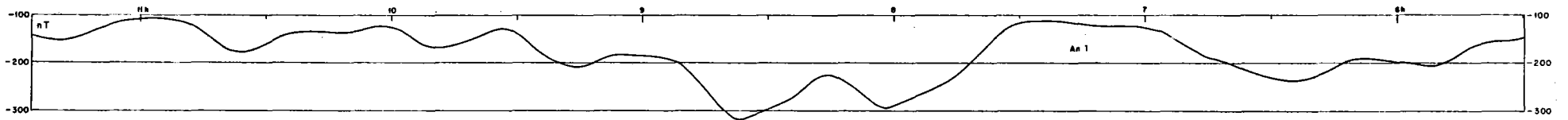
V. 11°27' N

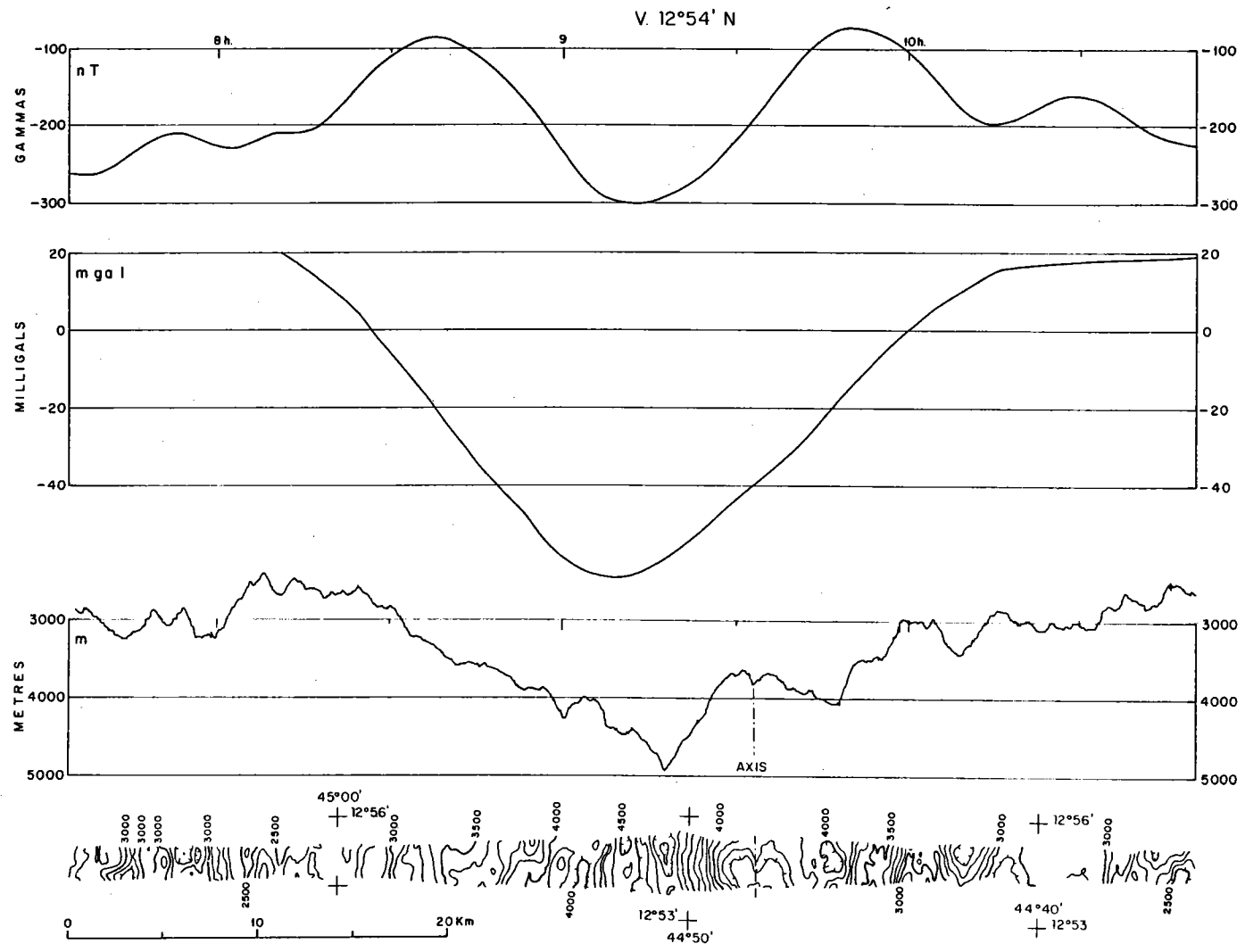


V. 12°15' N

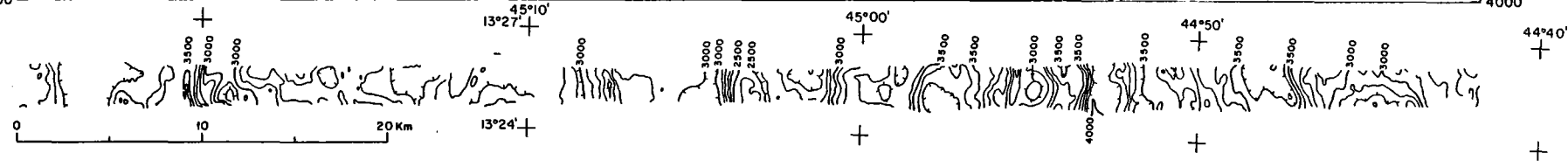
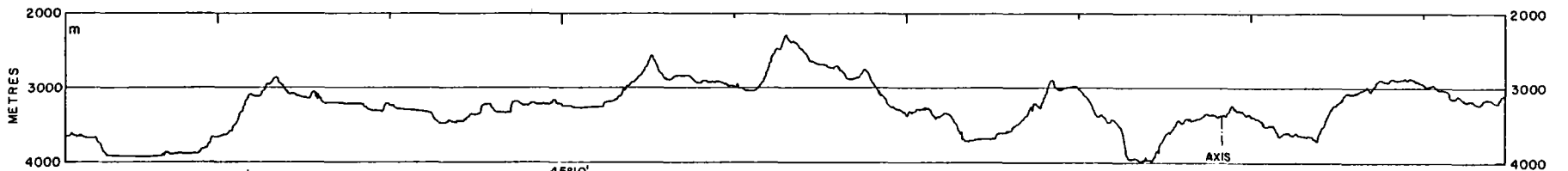
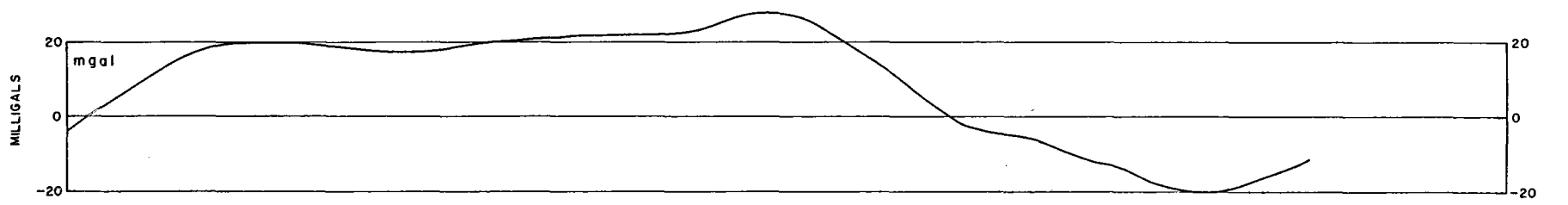
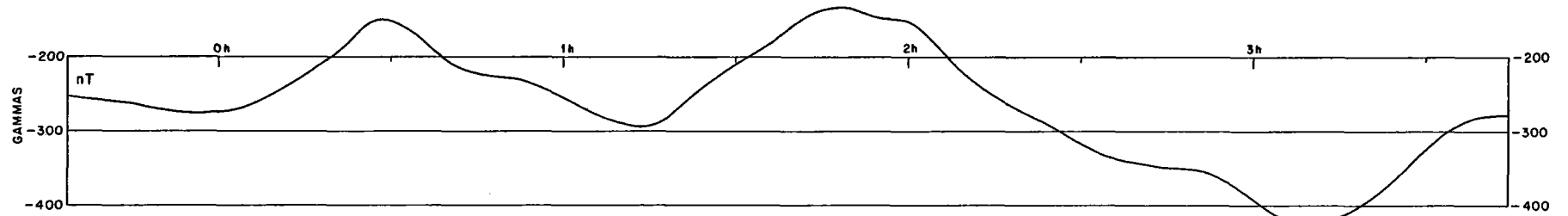


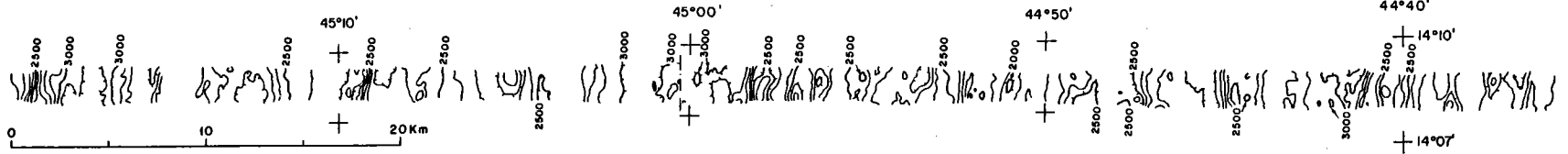
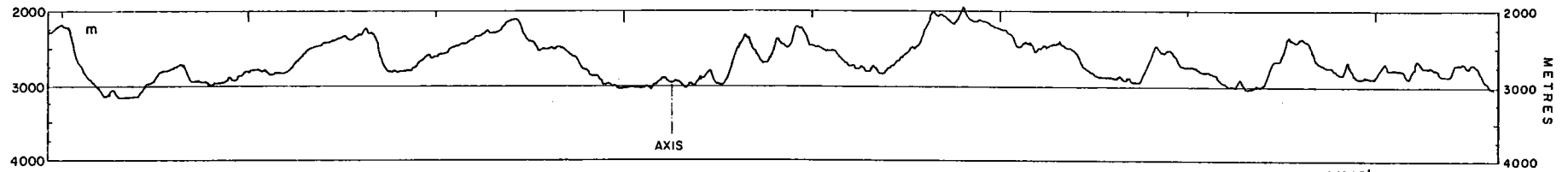
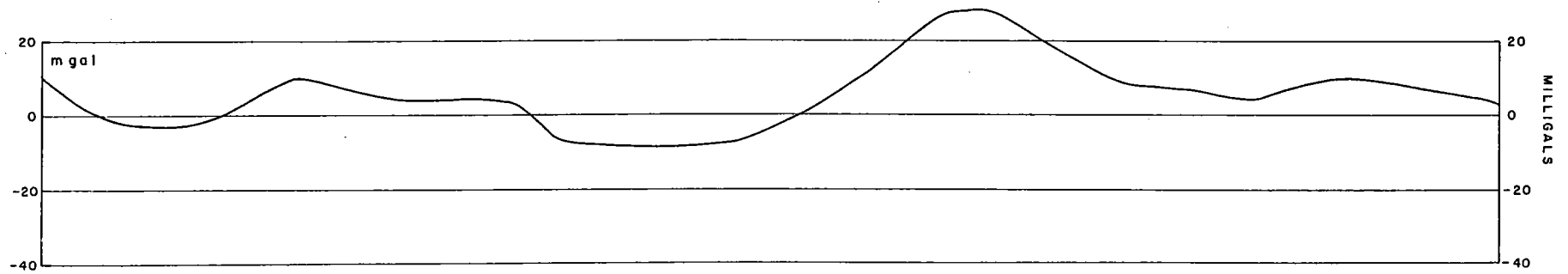
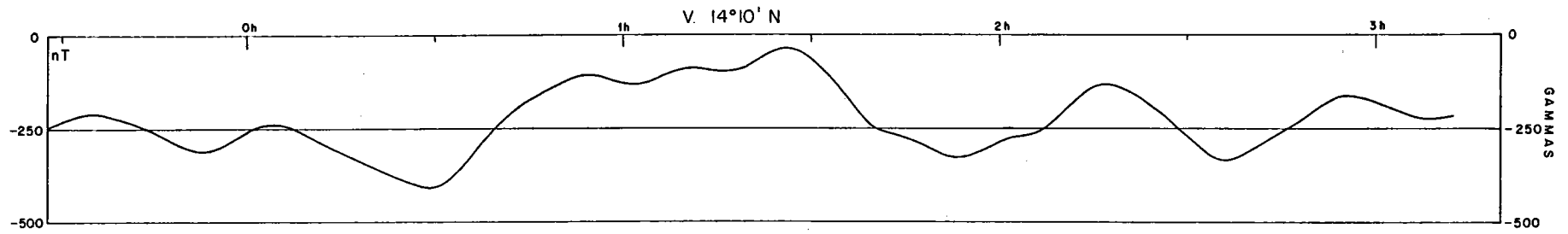
V. 12°30' N

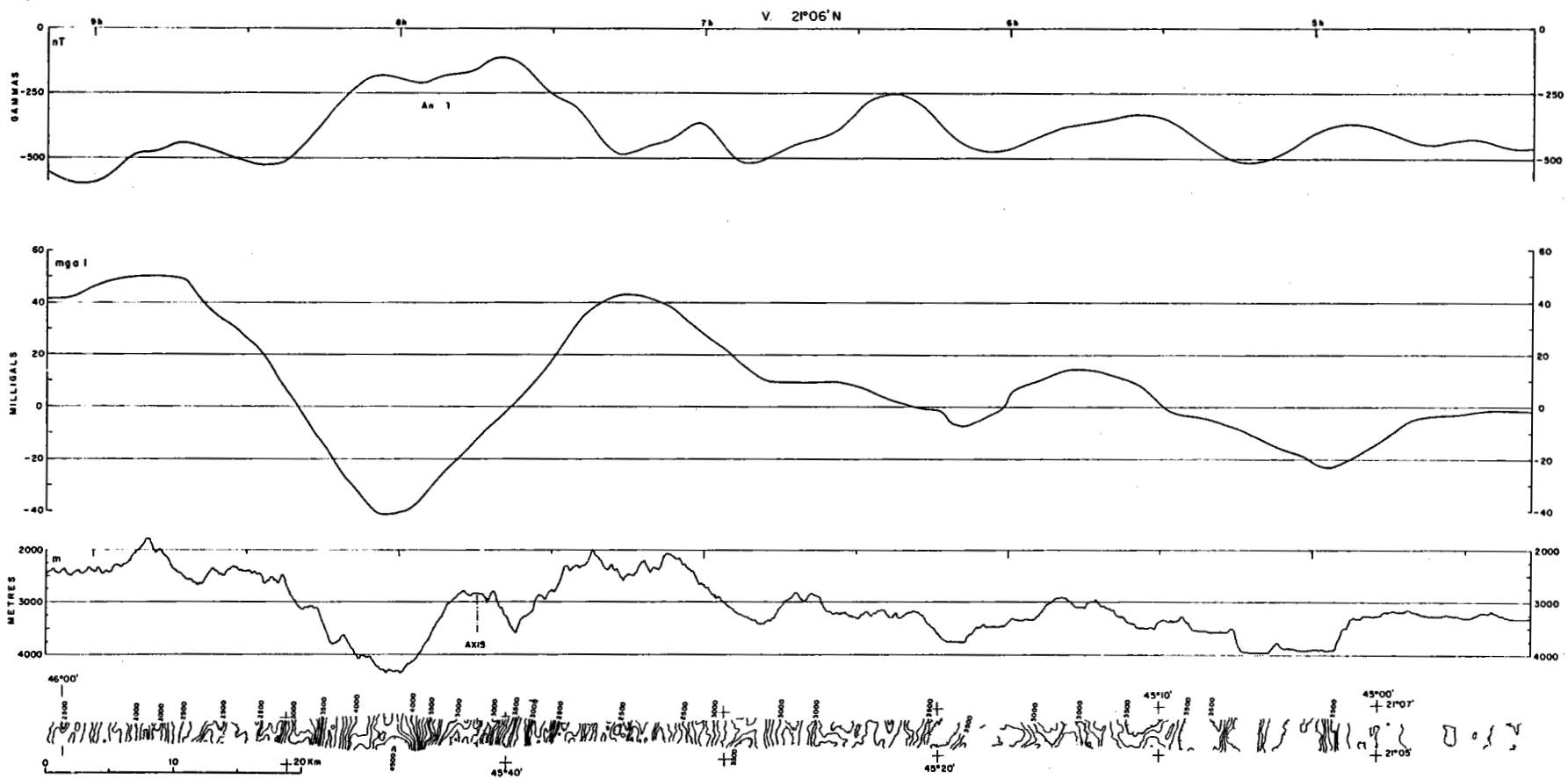


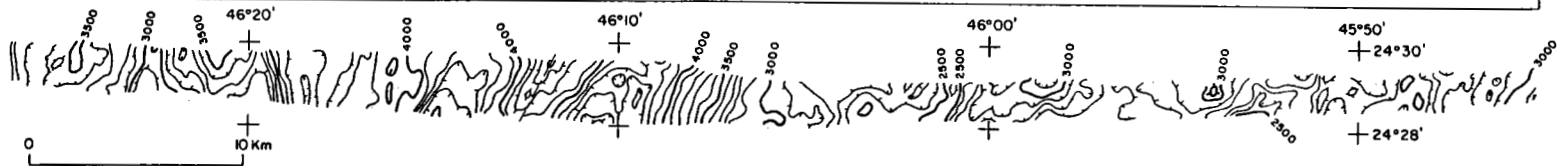
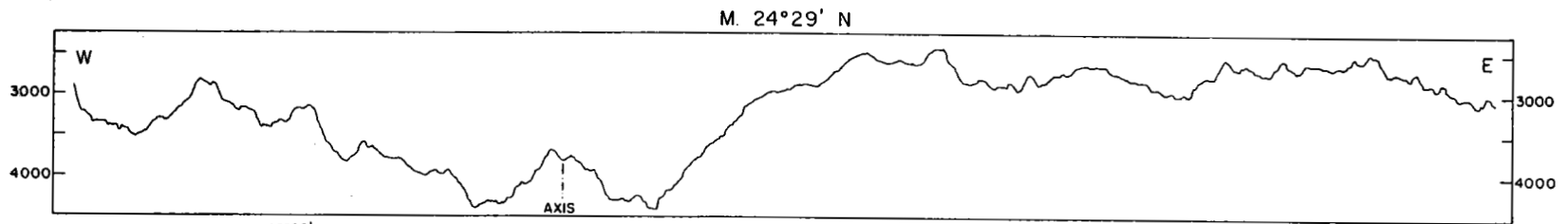
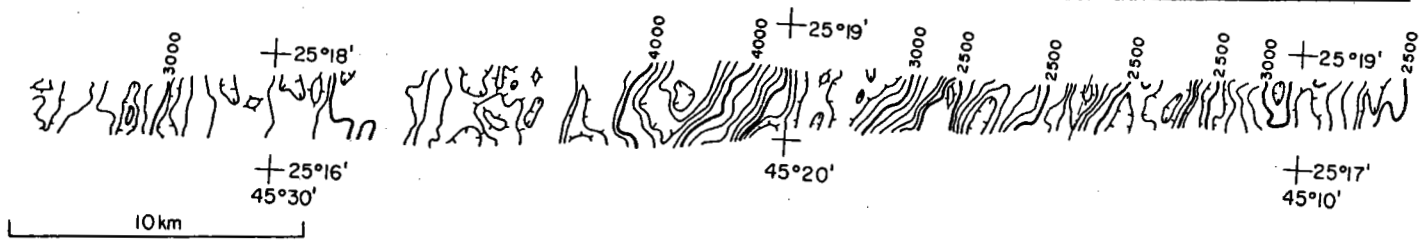
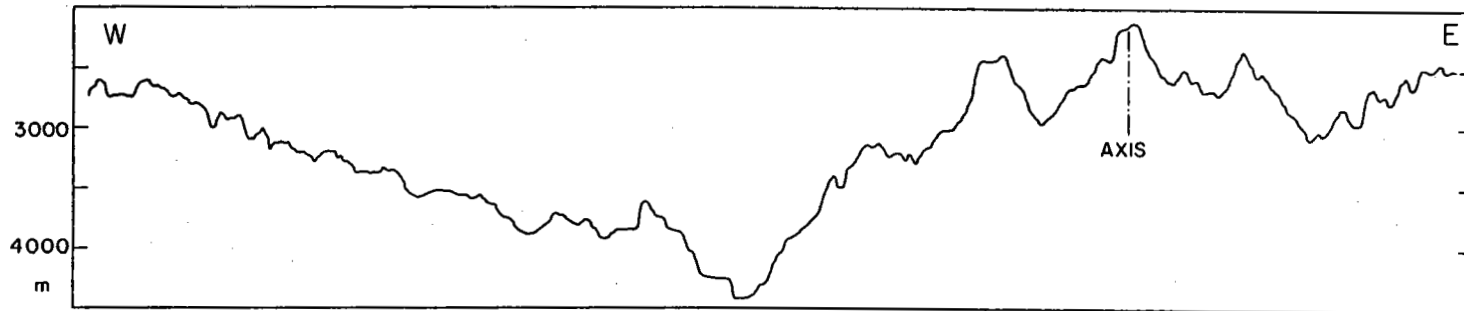
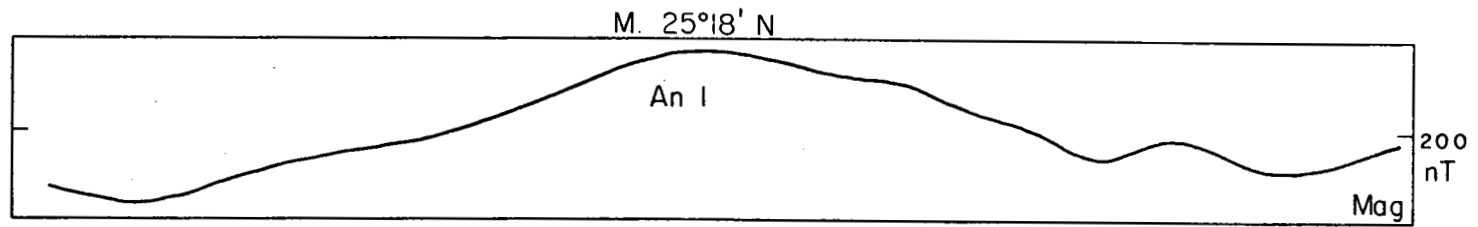


V. 13°25'N

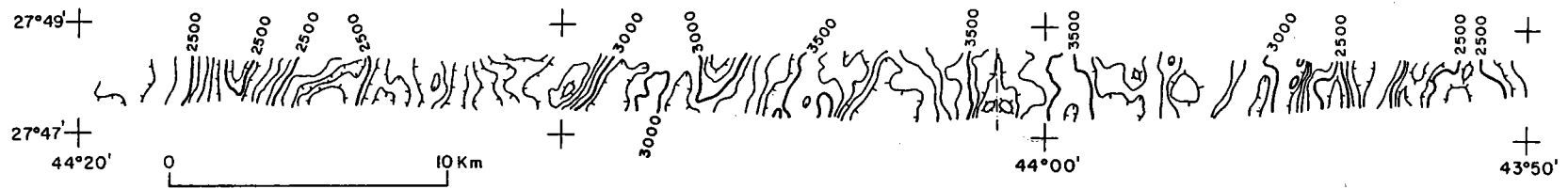
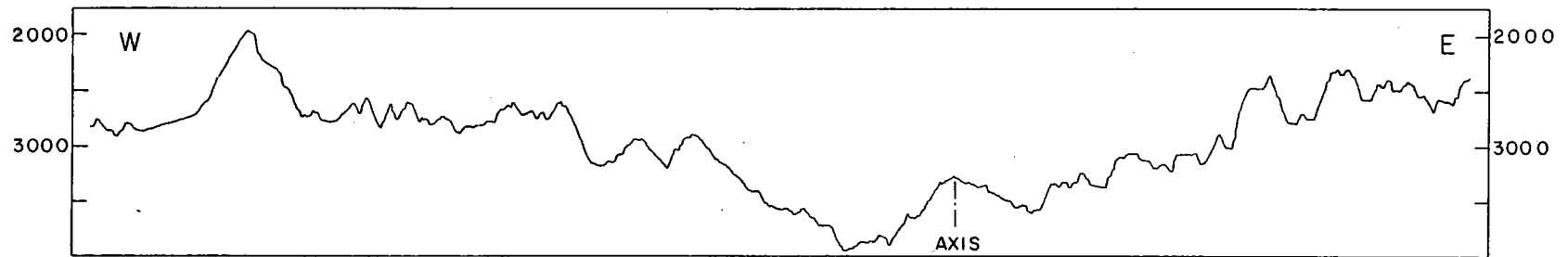
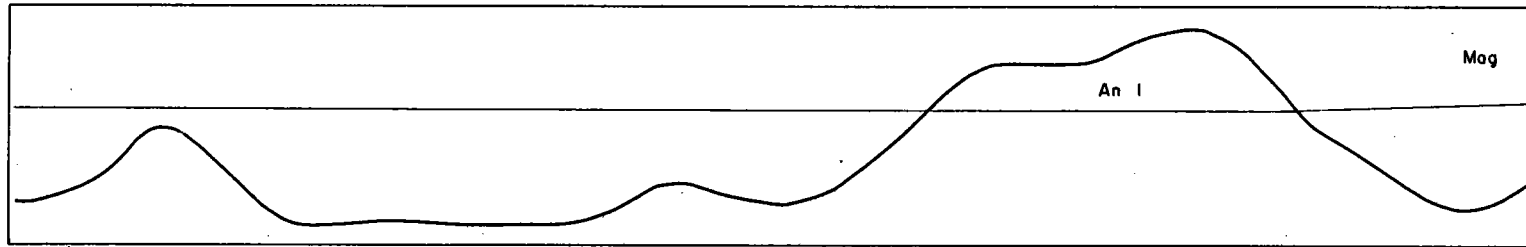


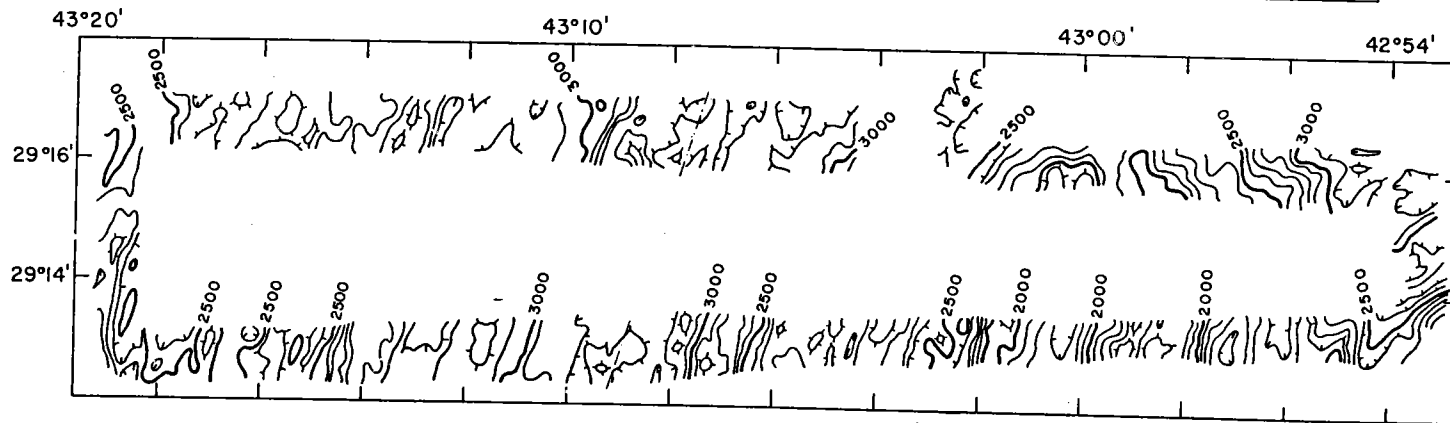
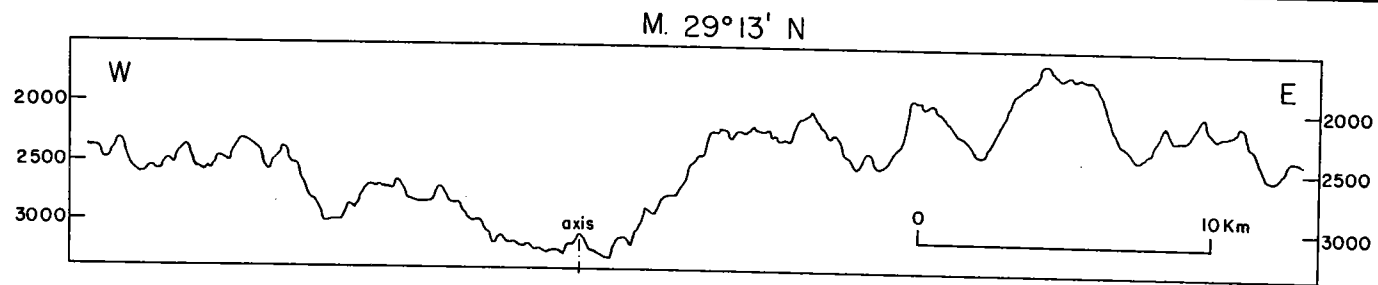
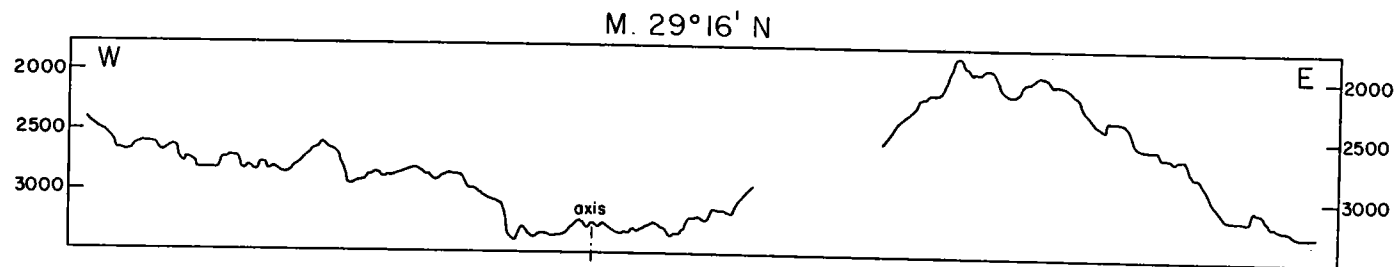


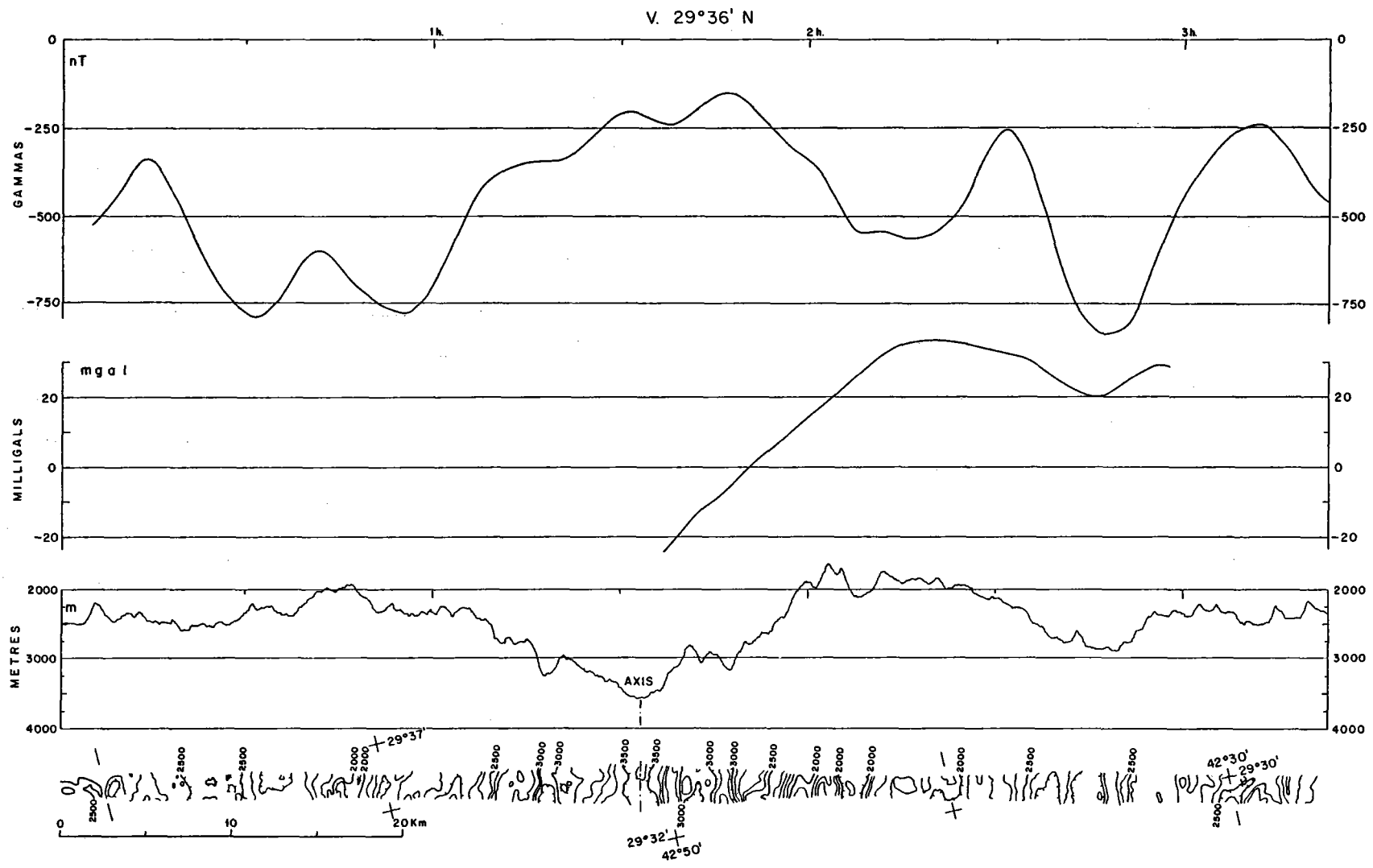




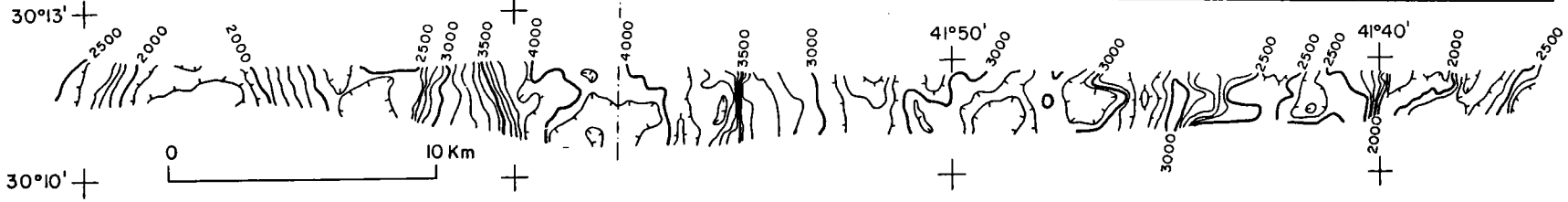
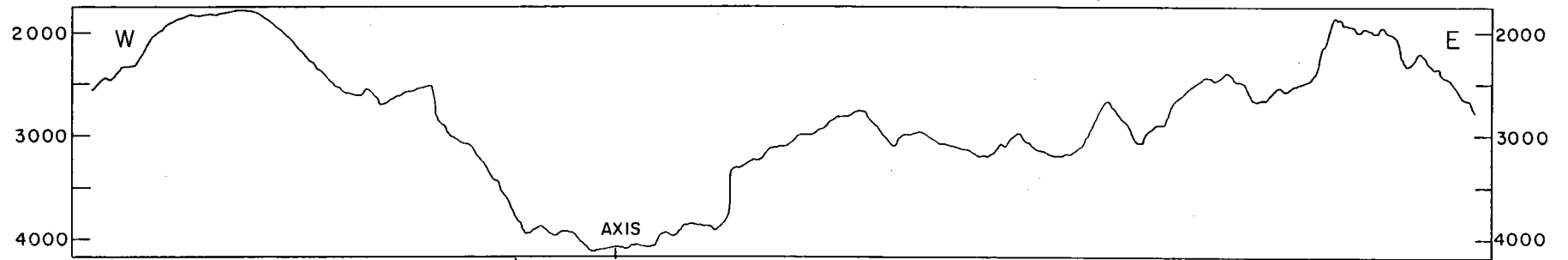
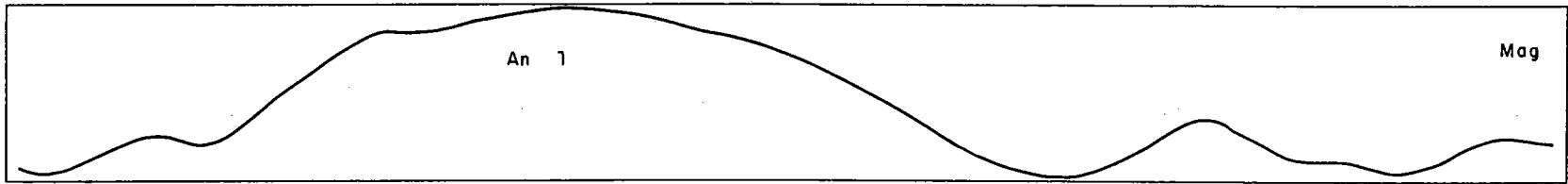
M. 27°48' N

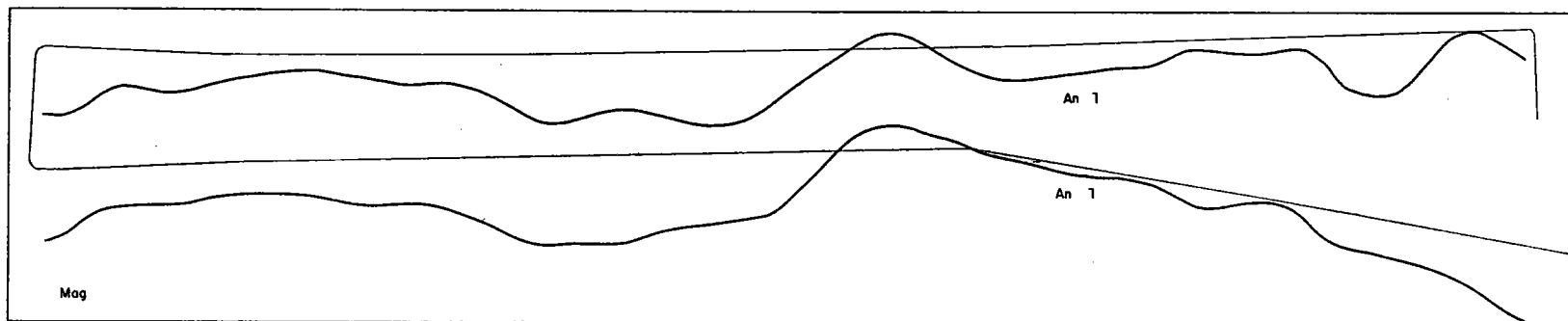




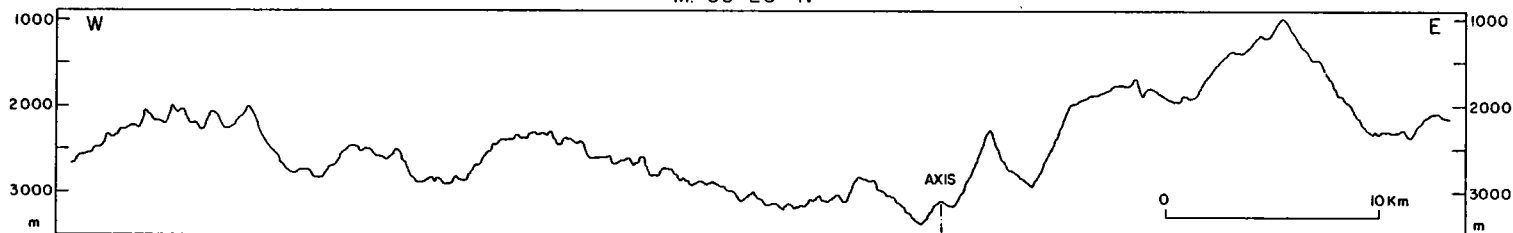


M. 30°11' N

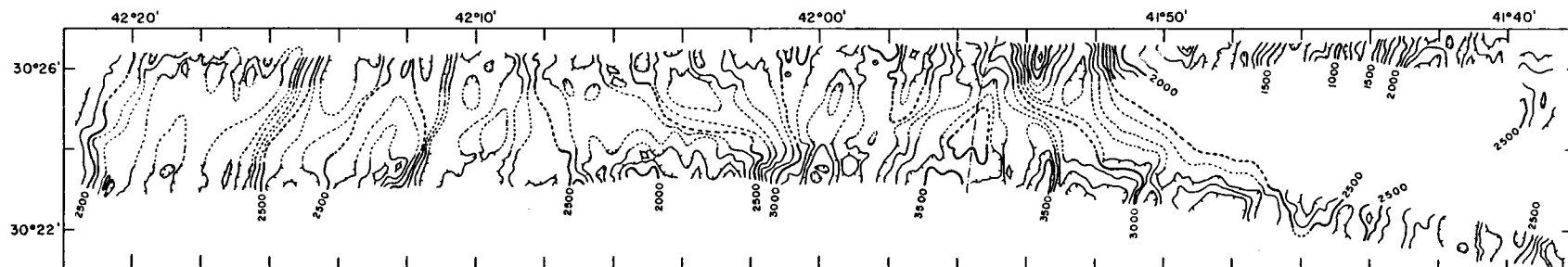
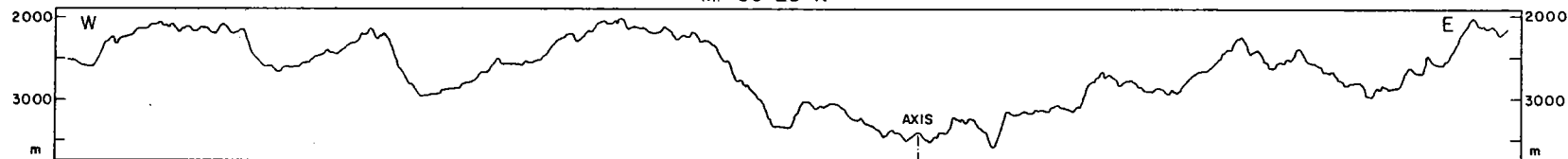




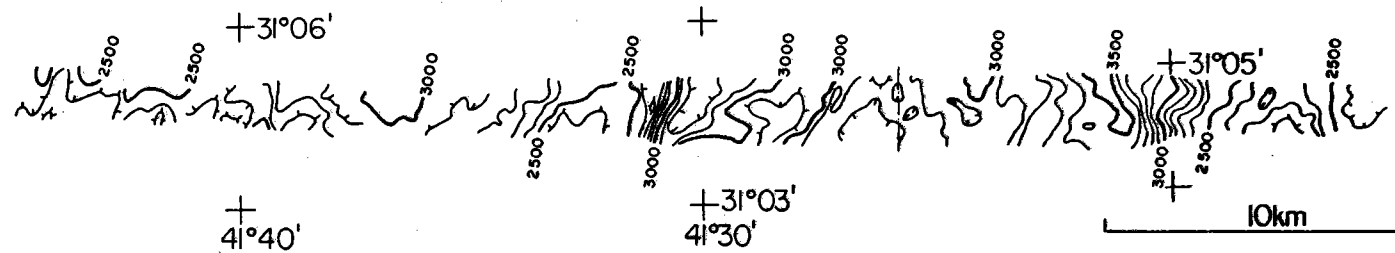
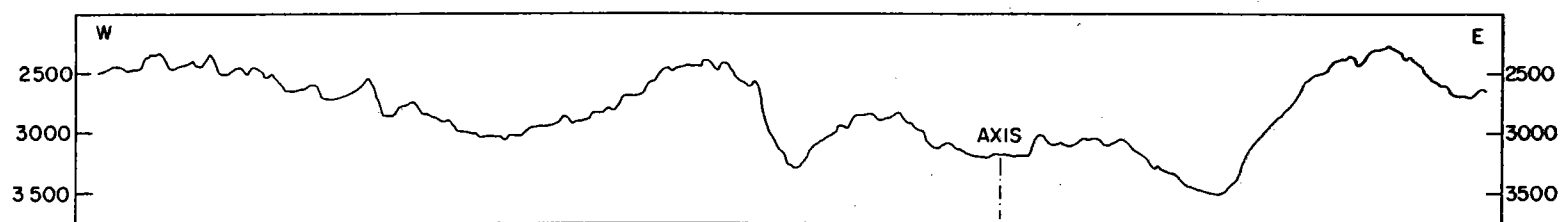
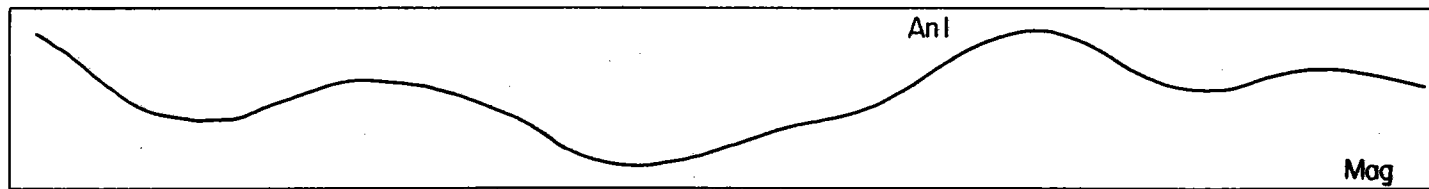
M. 30°26' N

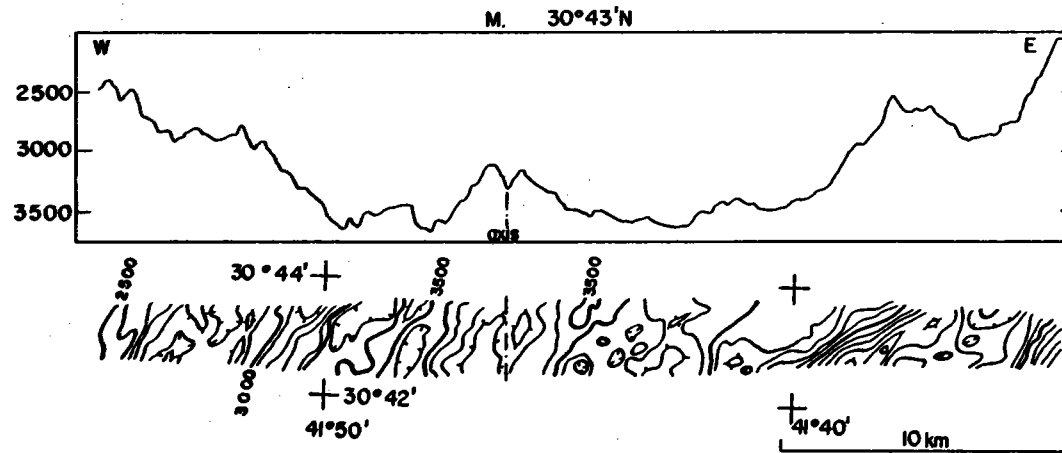
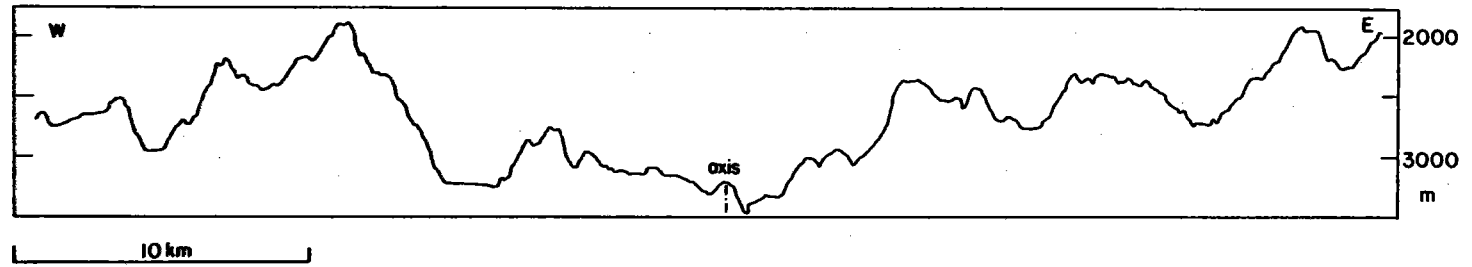
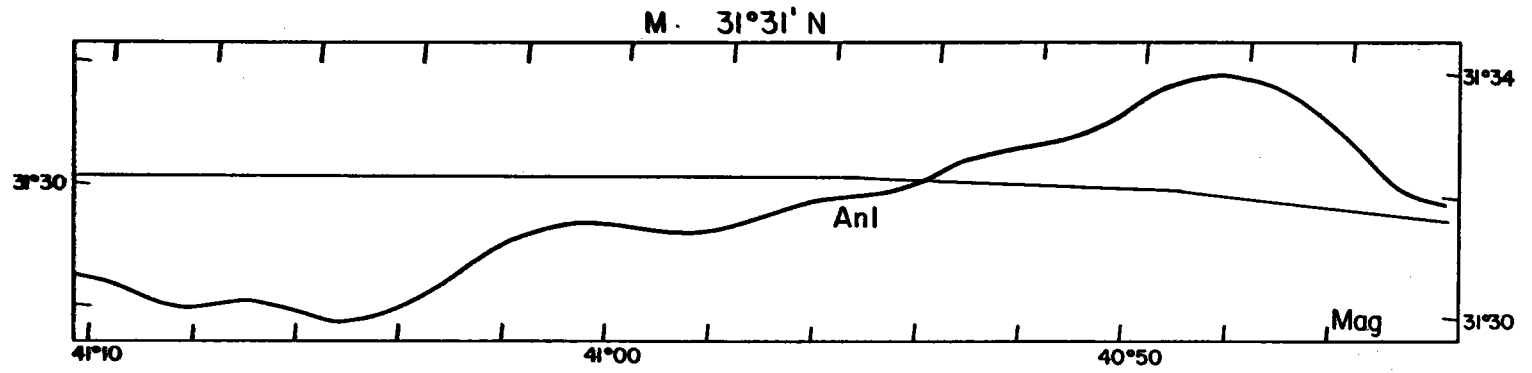


M. 30°23' N

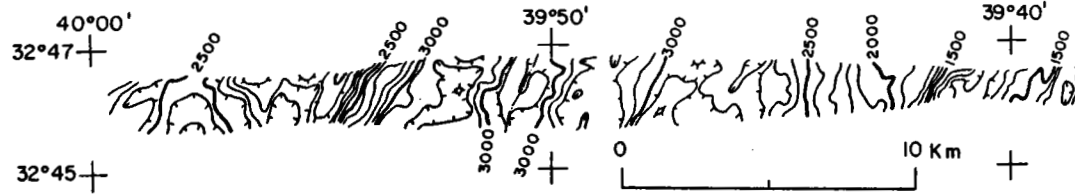
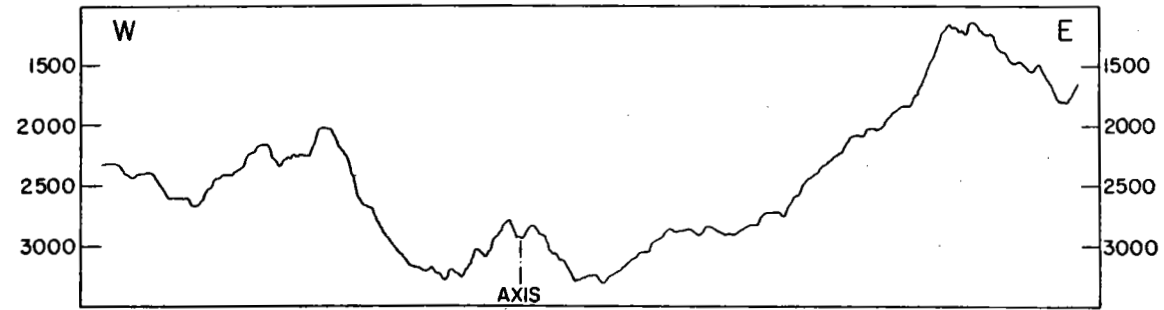
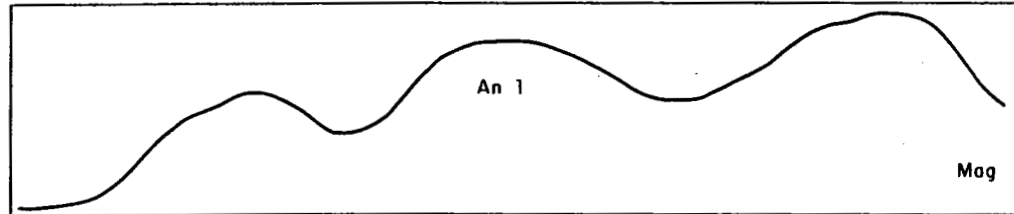


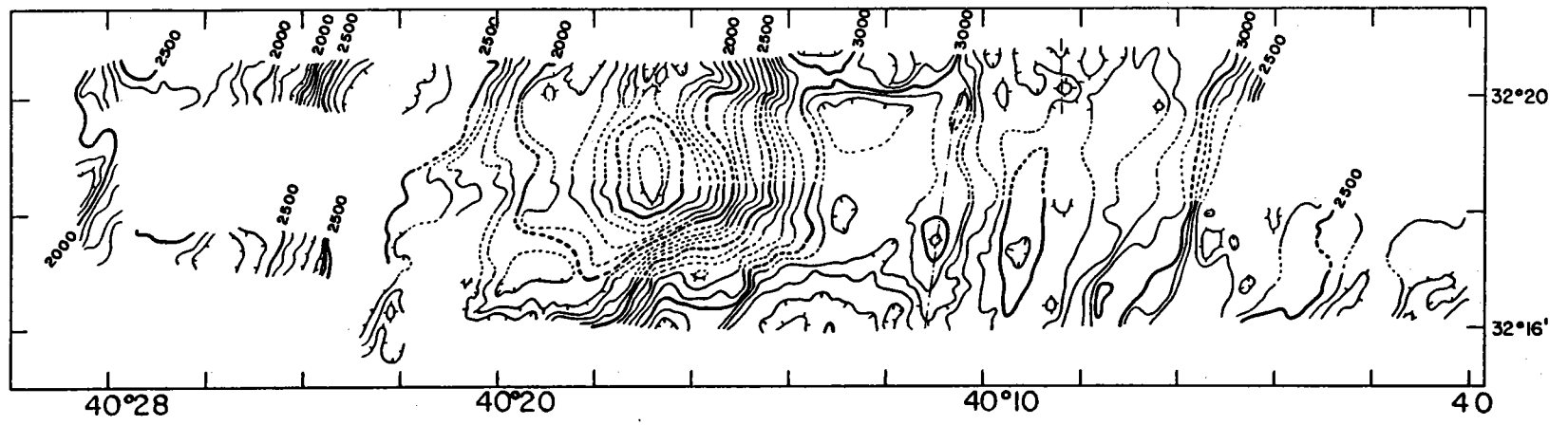
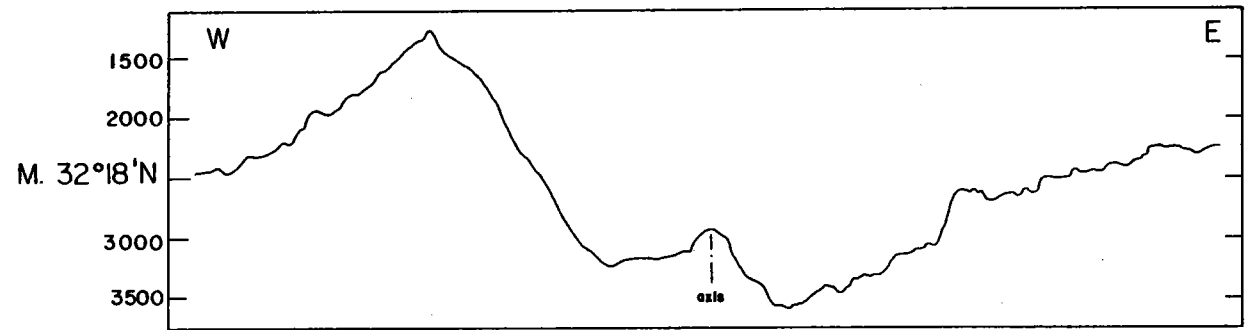
M. 31°05' N



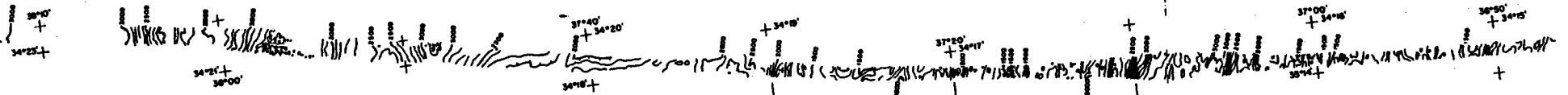
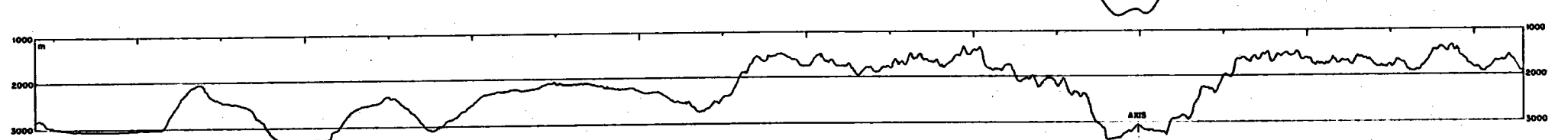
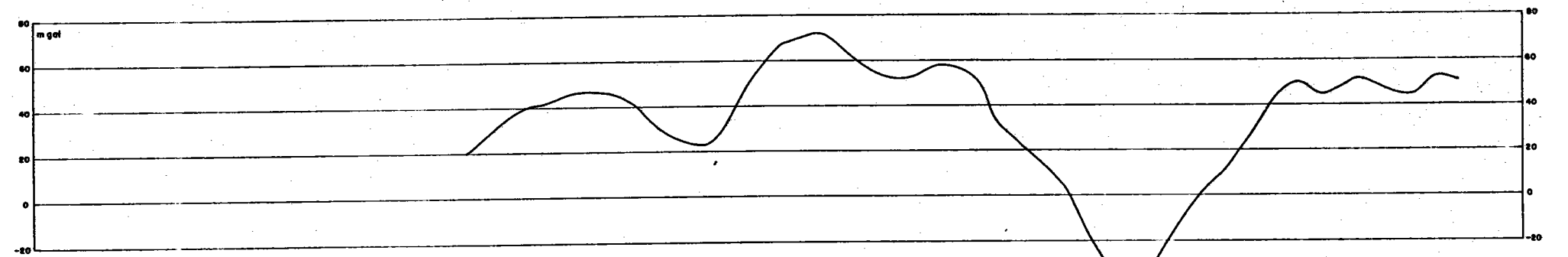
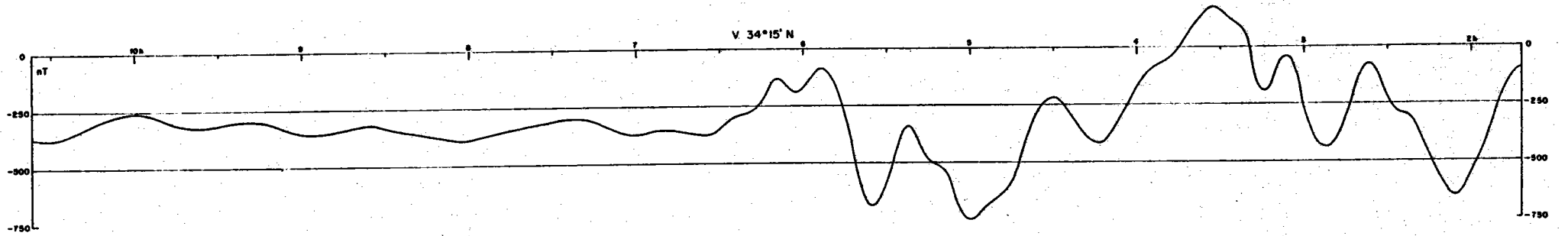


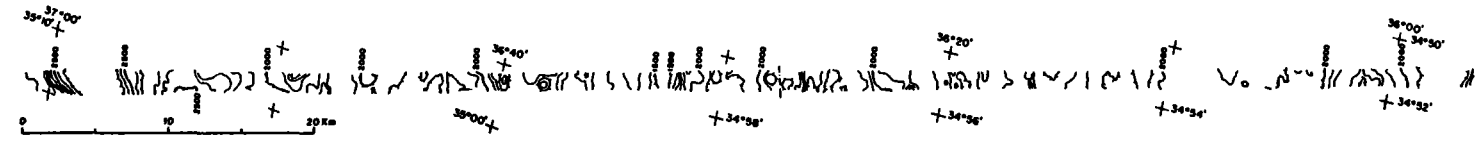
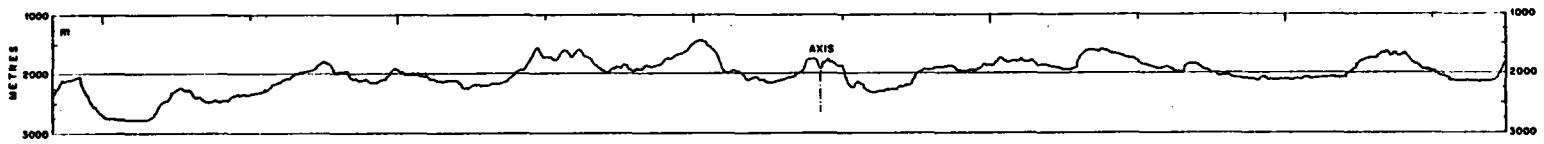
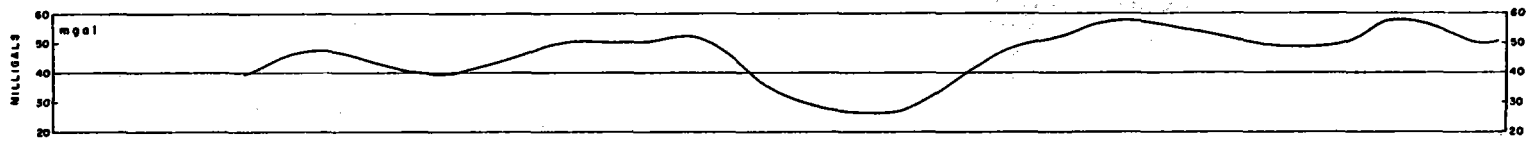
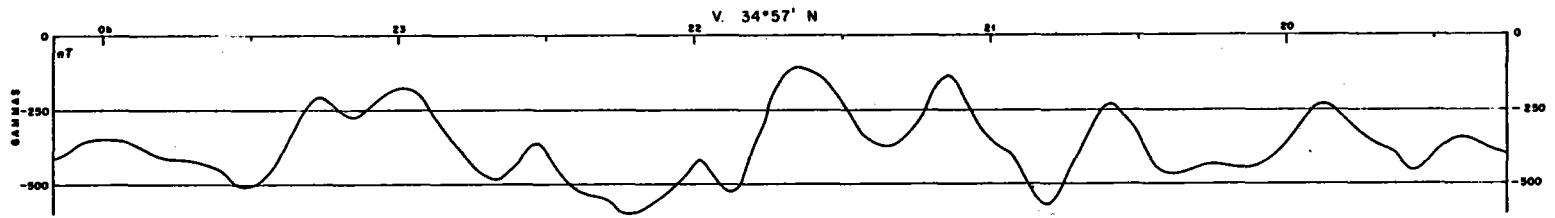
M. 32° 46' N





V. 34°15' N





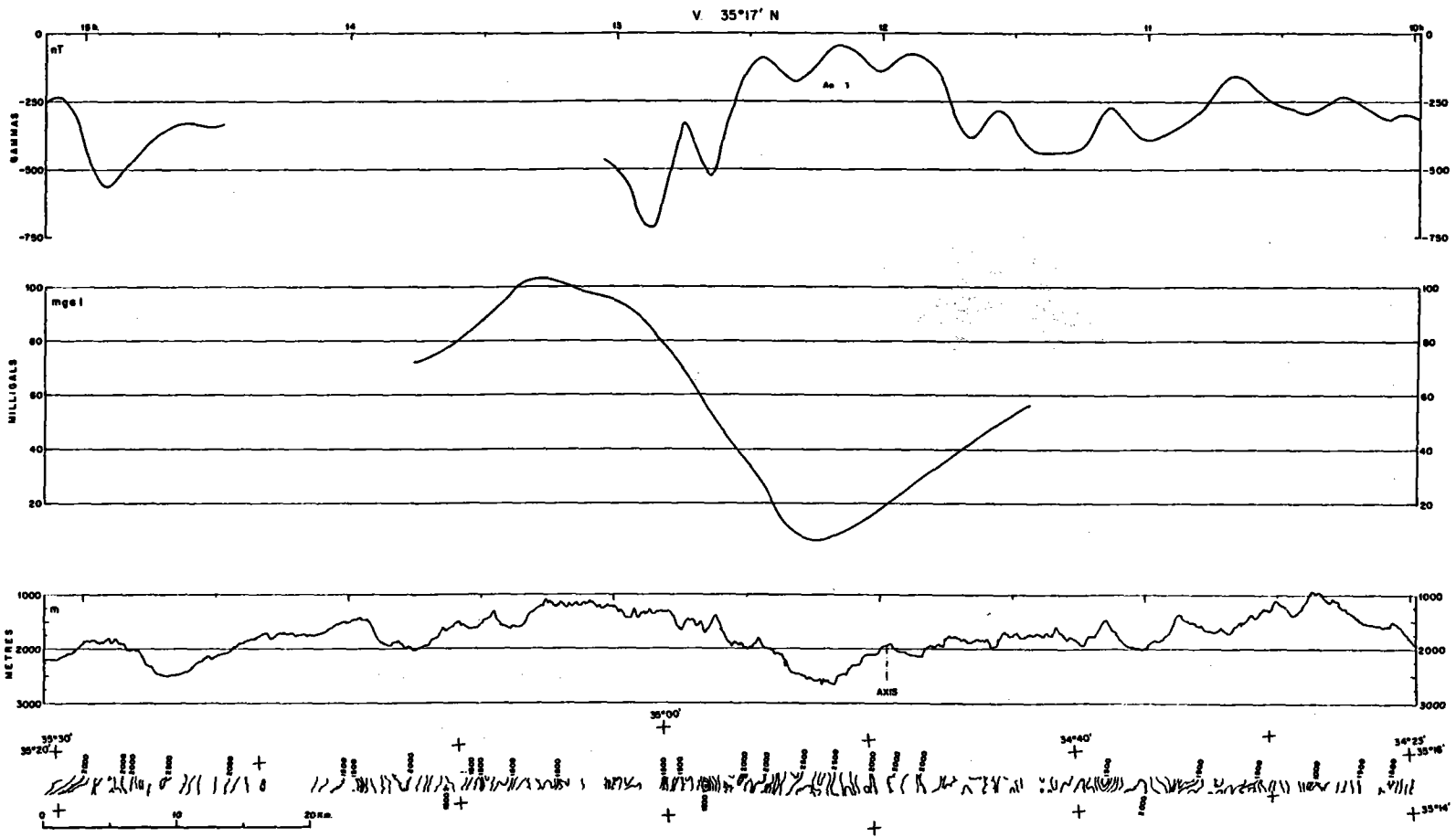


TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

<u>INTRODUCTION</u>	1
Intérêt de l'étude	3
Méthode d'étude	5
Support de données	6
Présentation du travail	7
<u>CHAPITRE PREMIER :</u>	
<u>LES DORSALES OCEANIQUES : CARACTERES MORPHOLOGIQUES GENERAUX ET MODELES SUR L'ORIGINE DE LA MORPHOLOGIE AXIALE</u>	9
<u>A) DECOUVERTE ET INTERPRETATION DES DORSALES OCEANIQUES</u>	11
I) LES GRANDES STRUCTURES	11
1 - Reliefs et éruptions sous-marines	11
2 - De grandes fractures	12
3 - Structure interne	13
4 - Approche du détail	13
II) SYNTHESE DES CARACTERES DES RIDES OCEANIQUES	15
III) QUELQUES HYPOTHESES D'EXPLICATION DES OCEANS ET DES RIDES OCEANIQUES	18
IV) HYPOTHESE DE L'EXPANSION DES FONDS OCEANIQUES	19
1 - L'expansion des fonds océaniques	19
2 - Confirmation de l'hypothèse et tectonique des plaques	19
3 - La subsidence des fonds océaniques	20
4 - Conclusion	20
<u>B) LES MODELES RELATIFS A L'ORIGINE DE LA MORPHOLOGIE AXIALE</u>	21
I) LE CONCEPT DE LA MORPHOLOGIE LIEE AU TAUX D'EXPANSION	21
II) LES MODELES	23
1 - Les modèles statiques	23
a) les modèles tectoniques	24
b) le modèle viscodynamique	30
c) les modèles d'accrétion-extension	33
d) le concept de l'intrusion mantellique	36
e) le concept de l'élasticité crustale	39

2 - Les modèles cycliques des petites structures	42
3 - Les modèles cycliques des grandes structures	46
III) PROBLEMES SUBSISTANTS	48
1 - Les concepts de base des modèles	48
a) les modèles statiques et cycliques des petites structures	48
b) les modèles cycliques des grandes structures	48
2 - Les problèmes soulevés	49

CHAPITRE SECOND :

LES DORSALES A TAUX D'EXPANSION RAPIDE (> 9 CM/AN) L'EXEMPLE DE LA DORSALE EST-PACIFIQUE DE LA ZONE DE FRACTURE RIVERA (19°N) A 22°S	51
I) GENERALITES	53
1 - Début de fonctionnement de la dorsale Est-Pacifique	53
2 - Taux d'expansion	55
3 - Morphologie générale	55
4 - Distances entre zones de fractures et morphologie longitudinale de l'axe	57
a) distances entre zones de fractures	57
b) morphologie longitudinale de l'axe	57
5 - Structure interne	59
a) la sismique réfraction	59
b) la sismique réflexion	61
c) anomalie de gravité et modèles thermiques	62
d) la séismicité	63
II) MORPHOLOGIE TRANSVERSE A L'AXE	63
1 - La morphologie hors axe	63
a) échelle régionale	63
b) morphologie détaillée	67
c) relation observations fond - profil bathymétrique	69
d) le problème de la symétrie	70
e) conclusion	70
2 - La morphologie axiale	71
a) aspect à grande échelle (2 à 20 km)	71
b) aspect à petite échelle (< 2 km)	72
c) variation du domaine axial	75

III) MORPHOLOGIE LE LONG DE L'AXE	75
1 - Linéarité	75
2 - Variations longitudinales de profondeurs du domaine axial	77
IV) LA STRUCTURE DE RELAIS ("O.S.C.")	77
1 - Les structures de grandes dimensions	78
a) l'exemple de 11°45'N	78
b) les autres "O.S.C." de tailles équivalentes (9°03'N, 5°30'N, 4°54'N, 3°24'N et 5°30'S)	83
2 - Les "O.S.C." de petites dimensions	85
a) l'exemple de 12°53'N	85
1. la ride d'accrétion Est	87
2. la ride d'accrétion Ouest	87
3. la dépression entre les deux rides	87
4. le volcan de 12°57'20"N	92
5. interprétation	92
b) les autres "O.S.C." de dimensions équivalentes	93
3 - Petits décalages de l'axe	95
a) les relais	95
b) les virgations	98
4 - Segmentation et variations de la morphologie axiale	98
a) variations de la morphologie axiale	98
b) segmentation	98
5 - Caractéristiques et comportement de la croûte superficielle à l'axe	104
V) LE SECTEUR 13°N	108
1 - Contexte morphostructural	109
a) cadre général	109
b) le secteur considéré	109
2 - Coupes de plongées hors axe	117
a) les coupes transverses à l'axe (CY82-17, CY82-20, CY84-29)	117
b) les plongées CY82-18 et CY84-24	118
3 - Données géologiques	119
a) les murs du graben	119
b) le plancher interne	127
4 - Activité et dépôts hydrothermaux	130
a) l'activité	130
b) dépôts hydrothermaux fossiles	135

VI) LA DORSALE EST-PACIFIQUE A 11°30'N ET ENTRE 17°S ET 21°30'S	136
1 - Le secteur 11°30'N	136
a) contexte morphostructural	136
b) données géologiques	139
c) conclusion	143
2 - La dorsale Est-Pacifique entre 17°S et 21°30'S	143
a) la zone 17°26'S	145
b) la zone 18°31'S	147
c) la zone 20°08'S	148
d) la zone 21°26'S	151
VII) CONSTRUCTION DE LA DORSALE ET LIAISON AVEC L'HYDROTHERMALISME	152
1 - Construction cyclique de l'axe	152
2 - Tectonique hors axe	155
3 - Désynchronisation de l'activité volcano-tectonique le long de l'axe	156
4 - Liaison avec l'hydrothermalisme	157
a) variation transversale	158
b) variation longitudinale	158
c) relation hydrothermalisme - morphologie longitudinale de l'axe	159
d) relation hydrothermalisme - cycle volcanotectonique	160
VIII) CONCLUSION	164

CHAPITRE TROISIEME :

LES DORSALES A TAUX D'EXPANSION INTERMEDIAIRE (5 A 9 CM/AN)	
LES EXEMPLES DE LA DORSALE ACTIVE DU BASSIN NORD-FIDJIE	
LA DORSALE ACTIVE DES GALAPAGOS	
LA DORSALE EST PACIFIQUE AU NORD DE LA FRACTURE RIVERA	
LE SYSTEME DES DORSALES GORDA, JUAN DE FUCA ET EXPLORER	167

I) LA DORSALE ACTIVE DU BASSIN NORD-FIDJIE	170
1 - Cadre général	170
2 - Le bassin Nord-Fidjien (données antérieures)	170
a) bathymétrie et morphologie	170
b) la séismicité	172
c) la carte aéromagnétique	173
d) interprétation des différentes zones	173
3 - La dorsale active	176
a) directions structurales	176
b) les anomalies magnétiques	178
c) structure profonde	178
d) le point triple de 17°S	180
e) morphologie de la dorsale	180
f) variation de la morphologie axiale	183
g) coupe longitudinale de l'axe	185
h) les deux "boîtes" Seabeam	188
i) hydrothermalisme	196
4 - Conclusion	196

II) LA DORSALE DES GALAPAGOS	196
1 - Généralités	196
2 - Morphologie générale	197
a) morphologie hors axe	197
b) le domaine axial	199
3 - Morphologie de détail	201
a) morphologie	201
b) géologie	201
c) hydrothermalisme	202
III) LA DORSALE EST-PACIFIQUE AU NORD DE LA ZONE DE FRACTURE RIVERA	203
1 - Généralités	203
a) situation	203
b) données géophysiques	204
2 - Morphologie générale	204
a) morphologie transverse hors axe	204
b) variation de la morphologie transverse axiale	206
3 - Données géologiques autour de 21°N	206
4 - Hydrothermalisme	208
IV) LES DORSALES GORDA, JUAN DE FUCA ET EXPLORER	209
1 - Généralités	209
a) situation	209
b) taux d'expansion	209
2 - La dorsale de Gorda	211
3 - La dorsale Juan de Fuca	212
a) le segment sud	215
b) le segment de "axial seamount"	216
c) le segment Endeavour	216
4 - La dorsale Explorer	219
V) CONCLUSION	221

CHAPITRE QUATRIEME :

LES DORSALES A TAUX D'EXPANSION LENT (1 A 5 CM/AN)	
LES EXEMPLES DE LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE NORD	
LA DORSALE DU GOLFE DE TADJOURA ET MER ROUGE	
LA DORSALE DE REYKJANES	223
I) LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE	226
1 - Données morphologiques et géophysiques générales	226
a) morphologie générale	226
b) caractéristiques géophysiques	228

2 - Morphologie longitudinale de l'axe	233
a) méthodologie	233
b) les données	234
c) relation avec les variations géochimiques, gravimétriques et du géoïde	236
d) discussion	237
3 - Morphologie transverse à l'axe	239
a) la morphologie hors du domaine axial	239
b) âge des structures	244
c) le domaine axial	245
d) positionnement de l'axe	254
e) variation de la morphologie axiale	258
f) relation entre la morphologie transverse du domaine axial et la morphologie longitudinale à l'âge zéro	259
4 - Les zones étudiées en détail	261
a) la zone FAMOUS	261
b) la zone TAG	268
c) la zone SNAKE	270
5 - Conclusion	272
II)- LA DORSALE DE REYKJANES	273
1 - La morphologie longitudinale	275
2 - La morphologie transverse	275
a) la partie sud	275
b) la partie nord	277
3 - Obliquité des structures	277
4 - Conclusion	279
III) LE SYSTEME GOLFE DE TADJOURA-AFAR-MER ROUGE	279
1 - Le Golfe de Tadjoura	281
a) étude bathymétrique générale	281
b) étude détaillée	283
2 - L' Afar	294
a) contexte général	294
b) morphologie et structure du rift d'Asal-Ghoubet	294
c) l'événement de 1978	297
d) morphologie des structures tectoniques en extension	298
d) conclusion	298
3 - La partie sud de la Mer Rouge	298
a) cadre général	298
b) le segment sud autour de 18°N	299
4 - Conclusion	302
IV) DISCUSSION-CONCLUSION	304
1 - Données générales	304
a) morphologie longitudinale	304
b) morphologie transversale	306
2 - Données de détail	309
3 - Données géophysiques	311
4 - Conclusion	312

CHAPITRE CINQUIEME :

SYNTHESE DES CARACTERES MORPHOLOGIQUES, STRUCTURAUX ET
GEOPHYSIQUES DES DORSALES OCEANIQUES.
SCHEMA D'EVOLUTION DU DOMAINE AXIAL.
DISCUSSION, CONCLUSION.

315

A) CARACTERES MORPHOLOGIQUES ET STRUCTURAUX DES DORSALES OCEANIQUES

317

I) VARIATIONS MORPHOLOGIQUES LE LONG DE L'AXE

317

1 - Les grandes longueurs d'ondes (1000 km)

318

2 - Les petites longueurs d'ondes (50 à 200 km)

318

3 - Les limites structurales des variations de petites
longueurs d'ondes

319

4 - Segmentation à âge zéro de la construction de l'axe

322

II) LA MORPHOLOGIE TRANSVERSALE

324

1 - Le domaine axial

324

2 - Les reliefs hors axe

329

a) leur dénivelé

329

b) leur forme

331

III) CONSTRUCTION DES RELIEFS DES DORSALES

332

1 - Le volcanisme

332

a) largeur de la zone volcanique active

332

b) morphologie des laves

333

2 - La tectonique

334

a) largeur de la zone tectonique active

334

b) manifestations de l'activité tectonique

334

3 - Le cycle volcano-tectonique de la construction des
reliefs à l'axe : un processus fondamental

335

B) UN MODELE VOLCANO-TECTONIQUE

337

I) VARIABILITE D'AGE ZERO

337

II) VARIATION DE LA MORPHOLOGIE DU DOMAINE AXIAL DANS LE TEMPS

340

III) CONCLUSION

346

C) CONCLUSION GENERALE

346

ANNEXES

- Méthodologie
- Annexe 1 : Tableau des inversions du champ magnétique
- Annexe 2 : Cartes bathymétriques de la dorsale Est-Pacifique de 10°N à 14°30'N
- Annexe 3 : Images du sonar latéral Seamark I de 10°35'N à 13°15'N sur la dorsale Est-Pacifique et leur interprétation
- Annexe 4 : Photographies de la croûte océanique à l'axe de la dorsale Est-Pacifique (Submersible Cyana)
- Annexe 5 : Coupes bathymétriques, magnétiques et gravimétriques de la dorsale Médio-Atlantique Nord (Campagnes Vema (1977) et Mapco (1979))

TABLE DES MATIERES

Abstract

The aim of the present study is to compare and discuss the morphological and structural variations observed along strike on different ocean ridge systems. Accretion plate boundaries are subject to particular tectonic, volcanic and hydrothermal processes. Abundant bathymetric and structural (side-scan sonar) data, with detailed submersible (SP 3000 Cyana) observations were gathered in order to make a comprehensive study of these processes on both fast and slow spreading ridges.

The first part of the study deals exclusively with the East Pacific Rise (9 to 18 cm/yr) where the amount and variety of data available allow to take into consideration many detailed observations together with the large-scale morphological variations. The bathymetry and the side-scan sonar images (SeaMARC I) show the high variability of the morphotectonic features along the ridge axis. The axis is often materialized by the presence of an axial graben which varies in width from 200 m to 600 m and in depth from 10 m to 70 m. The "axial domain" which is a band of about 6 km centered on the axis also shows a great morphological variability. It can take on the aspect of a dome structure as well as that of a graben of 100 m to 500 m in height with more or less steep slopes and is sometimes limited by lateral ridges reaching up to about 400 m.

These lateral ridges, parallel to the axis, exhibit generally steep inward-facing slopes made up of several scarps resulting from normal faulting. The smooth outward-facing flanks are inherited from the volcanic constructional activity. Thus the lateral ridges exposed on the flanks of the East Pacific Rise are believed to represent half-graben structures.

In situ detailed submersible observations allow to estimate the width of the active tectonic, volcanic and hydrothermal areas, and their distribution along the axis : i) the active volcanic zone is about 100 m to 300 m wide ; ii) the maximum tectonic activity appears concentrated in a narrow band averaging 300 m to 500 m in width, and iii) the hydrothermal springs are distributed along strike within an area of about 80 m wide.

The whole volcano-tectonic activity is segmented every 15 to 20 km along the axis and exhibits a general "en échelon" pattern with small offsets corresponding to relay structures such as "overlapping spreading centers", small lateral shifting of the axial graben or of the active fissural area, and/or change of the axial morphology from a graben to a dome structure. Many convergent observations lead to the conclusion that the morphology aspect of the various segments of the E.P.R. axis is related to different stages of a volcano-tectonic cycle..

In the second part of this work, a similar approach was applied to study slower spreading ridges (1 to 9 cm/yr) using surface ship data. The existence of a morphotectonic variability along the axis and the axial domain of the ocean ridges, and of a zero-age small scale segmentation is confirmed and can be generalized to all ridge systems. This study allows to better understand the mode of formation of the whole axial domain. Superimposition of successive volcano-tectonic cycles give various aspects to the axial domain, depending on the relative predominance of volcanism ("volcanic period" or tectonic activity "tectonic period"). The resulting morphology (dome or graben) is later preserved on the flanks of the ocean ridges, during spreading.

The overall conclusion of this work is that the small wave-length morphological variation (20 km) observed on the long transversal bathymetric profiles are mainly relicts of the constructional volcano-tectonic activity existing at the axis and within the axial domain. This process illustrates that the morphology of the axial domain has little to do with the spreading rate, that it is highly variable along a single ocean ridge, and that it is not in a steady state. These successive but irregularly spaced volcano-tectonic events which affect the very upper part of the ocean crust might originate from deeper level processes, and may help to put forward some new important constraint on the physical mechanisms involved in modeling lithosphere formation.

Résumé

Ce mémoire contient les résultats d'une étude comparative menée sur la morphologie et la structure de différentes dorsales océaniques. Ces frontières divergentes de plaques lithosphériques sont le siège d'évènements tectoniques, volcaniques et hydrothermaux. L'analyse d'un grand nombre de données bathymétriques, structurales (sonar latéral) et d'observations sur le fond (à l'aide du submersible SP 3000 Cyana), sur plusieurs secteurs de différentes dorsales à taux d'expansion variés, constitue la base de ce travail.

La première étude porte essentiellement sur la dorsale Est-Pacifique (9 à 18 cm/an) où le nombre et la diversité de données existantes rendent possible à la fois une approche générale et de détail. L'analyse de la bathymétrie et des images sonar latéral SeaMARC I permet de montrer la grande variabilité morphotectonique de l'axe de la dorsale. Cet axe est souvent matérialisé par un graben axial qui varie de 200 à 600 m de large et oscille entre 10 et 70 m de profondeur. Le "domaine axial", centré sur cet axe et qui comprend une bande d'environ 6 km de large, présente également une grande variabilité. Il peut avoir la forme d'un dôme ou celle d'un graben de 100 à 500 m de dénivellé, avec des pentes plus ou moins redressées, et peut être bordé par des reliefs latéraux pouvant atteindre 400 m de haut.

Ces reliefs latéraux présentent, en général, un flanc interne très redressé et un flanc externe en pente douce. Ces rides, allongées parallèlement à l'axe, sont des demi-graben, le flanc interne correspondant à des escarpements en failles normales, les pentes externes étant construites par des coulées volcaniques.

L'observation détaillée in situ à l'aide du submersible permet de préciser les largeurs des zones d'activités tectonique, volcanique et hydrothermale, et leur répartition sur l'axe.

La largeur de la zone volcanique active observée est de 100 à 300 m. La largeur de la zone tectonique où l'activité est la plus importante varie de 300 à 500 m. L'activité hydrothermale est concentrée dans une bande étroite d'environ 80 m de largeur le long de l'axe.

L'ensemble de ces activités volcano-tectoniques est échelonné le long de l'axe suivant des segments de 15 à 20 km de long. Les limites de ces segments correspondent à des structures en relais variées : structures de type "O.S.C.", grabens ou zones fissurales en échelon, passages d'une structure en dôme à un graben axial.

Ces faisceaux d'observations permettent de conclure à un mode de construction de la morphologie axiale qui s'inscrit dans un cycle volcano-tectonique. Ce cycle apparaît à des stades différents le long de l'axe suivant des segments d'une vingtaine de kilomètres de long.

L'étude d'autres dorsales à taux d'expansion plus lent (1 à 9 cm/an) permet de confirmer la variabilité morphotectonique de l'axe et du domaine axial, et la segmentation à âge zéro. De plus, cette deuxième étude permet de mieux appréhender la construction de l'ensemble du domaine axial. Cette construction s'effectue par la succession de processus fondamentaux que sont les cycles volcano-tectoniques responsables de la construction de l'axe, avec, selon le cas, une prédominance du volcanisme sur l'activité tectonique (périodes "volcaniques") ou l'inverse (périodes "tectoniques"). Les reliefs ainsi créés (dômes ou grabens) sont ensuite conservés sur les flancs des dorsales lors de leur transfert latéral.

Ce travail montre ainsi que les variations morphologiques transversales de petites longueurs d'onde (20 km), sur les dorsales océaniques, sont dues à des évènements superficiels : volcanisme et tectonique. Ce processus montre que la morphologie du domaine axial n'a pas de relation directe avec le taux d'expansion, qu'elle varie sur une même dorsale, et qu'elle n'est pas stable dans le temps. Ces manifestations superficielles discontinues reflètent des évènements qui affectent des niveaux plus profonds de la croûte, et constituent ainsi des contraintes importantes pour les modèles de ces mécanismes.
